

UWE PAGELS

**SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN
UND BESTIMMUNG DER KARBONATLÖSUNG
IN SPÄTQUARTÄREN SEDIMENTEN
DES ÖSTLICHEN ARKTISCHEN OZEANS**

10

GEOMAR REPORT



UWE PAGELS

**SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN
UND BESTIMMUNG DER KARBONATLÖSUNG
IN SPÄTQUARTÄREN SEDIMENTEN
DES ÖSTLICHEN ARKTISCHEN OZEANS**

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kiel 1991

GEOMAR REPORT 10

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel

Herausgeber: Jörn Thiede

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-2300 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

Editor: Jörn Thiede

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-2300 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN UND BESTIMMUNG
DER KARBONATLÖSUNG IN SPÄTQUARTÄREN SEDIMENTEN
DES ÖSTLICHEN ARKTISCHEN OZEANS

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

vorgelegt von

Uwe Pagels

Kiel
1991

Referent:.....

Korreferent:.....

Tag der mündlichen Prüfung:.....

Zum Druck genehmigt: Kiel, den.....

.....
Dekan

INHALTSVERZEICHNIS

		Seite
	KURZFASSUNG	
	ABSTRACT	
1	EINLEITUNG.....	1
1.1	Ozeanographie und Bathymetrie des Arktischen Ozeans.....	3
1.2	Eisbedeckung und ihre Bedeutung für die Sedimentation.....	8
1.3	Glazialmarine Sedimente und ihre Komponenten als paläo-ozeanographische Indikatoren.....	10
2	METHODIK.....	12
2.1	Probenmaterial.....	12
2.2	Probennahme.....	14
2.3	Biogene und lithogene Komponenten der Grobfraktion.....	14
2.4	Bestimmung des Gehaltes an organischem Kohlenstoff und Kalziumkarbonat.....	18
2.5	Karbonatlösung als Indikator der Wassermassenzirkulation.....	21
2.6	Berechnungsverfahren.....	26
3	ANALYSE REZENTER ARKTISCHER OBERFLÄCHENSEDIMENTE.....	30
3.1	Kalziumkarbonatgehalt und organischer Kohlenstoffgehalt...	30
3.2	Verteilung der lithogenen und biogenen Grobfraktion (> 63 µm) im Oberflächensediment.....	33
3.3	Karbonatlösung der Oberflächensedimente.....	35
3.4	Rezente Ozeanographie und ihr Abbild in den Sedimenten....	36
4	STRATIGRAPHIE.....	40
4.1	Absolute und relative Altersdatierungen an arktischen Sedimenten.....	40
4.2	Stratigraphische Einordnung der Sedimentkerne des östlichen Arktischen Ozeans anhand von Zeitscheiben.....	45
5	SEDIMENTATIONS- UND AKKUMULATIONS RATEN.....	47
5.1	Lineare Sedimentationsraten.....	47
5.2	Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes und der Grobfraktion	49

6	ERGEBNISSE DER SEDIMENTANALYSE.....	54
6.1	Quantitative Darstellung des Kalziumkarbonatgehaltes, des organischen Kohlenstoffgehaltes und der Foraminife- ren im Sediment.....	54
6.2	Qualitatives Ergebnis der organisch-petrographischen Untersuchungen am Beispiel eines TOC-Maximums (SL 21533 Yermak-Plateau).....	60
6.3	Korngrößenverteilung der Grobfraction (> 63 µm).....	63
6.4	Qualitative und quantitative biogene und lithogene Par- tikelzusammensetzung der Grobfraction (> 63 µm).....	64
6.5	Ergebnisse der Karbonatlösung im Eurasischen Becken.....	71
7	SPÄTQUARTÄRE PALÄO-OZEANOGRAPHIE IM ÖSTLICHEN ARK- TISCHEN OZEAN.....	74
7.1	Sedimentationsprozesse und Veränderlichkeit der ark- tischen Sedimente.....	74
7.2	Sedimente des Zeitraumes 220 ka bis 130 ka.....	81
7.3	Sedimente des Zeitraumes 130 ka bis 60 ka.....	84
7.4	Sedimente des Zeitraumes 60 ka bis Termination I.....	90
7.5	Termination I und das Holozän (ca. 15 ka - rezent).....	96
7.6	Paläo-ozeanographische Zirkulation während der vergan- genen ca. 220 ka.....	99
7.7	Zusammenfassung der Sedimentation und der ozeanischen Zirkulation (ca. 220 ka - rezent).....	100
8	SCHLUßFOLGERUNGEN.....	104

DANK

LITERATUR

ANHANG

Anmerkung: Zwecks nachfolgender Publikation sind einige Abbildungen in Englisch beschriftet.

Der Datenanhang zur Arbeit (Tabellen 1-10) kann bei GEOMAR, Forschungszentrum für marine Geowissenschaften, Wischhofstr. 1-3, D-2300 Kiel 14, eingesehen werden.

ZUSAMMENFASSUNG

Sedimentologische Untersuchungen und die Bestimmung der Karbonaterhaltung anhand der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin., wurden an Sedimentkernen aus dem östlichen Arktischen Ozean durchgeführt, um die paläo-ozeanographische Entwicklung der letzten ca. 250.000 Jahre zu beschreiben.

Die spätquartären Ablagerungen des östlichen Arktischen Ozeans bestehen aus glaziomarinen Sedimenten, die im Nansen-Becken und auf dem Nansen-Gakkel-Rücken unterschiedliche Sedimentationsbedingungen dokumentieren.

Im Nansen-Becken werden die Sedimente hauptsächlich durch terrigenen Materialeintrag gekennzeichnet, mit der Hauptverbreitung planktischer und benthischer Foraminiferen in den Interglazialen und Interstadialen. Die Verteilung der biogenen und lithogenen Komponenten spiegelt den Zusammenhang zwischen Meeresspiegelschwankungen und Ausdehnung der Eisschilde über den Kontinenten wider. Die Untersuchungen der Karbonatlösung zeigen geringe bis mittlere Lösungsstadien im Nansen-Becken, mit zeitgleichen Foraminiferen-freien Horizonten in den Sedimenten jünger als 70 ka (ca. 70-50 ka, 40-35 ka und 18-5 ka). Diese Bereiche können durch die Bildung korrosiver Bodenwassermassen charakterisiert werden, die aber darüberhinaus auch den verstärkten terrigenen Eintrag in den östlichen Arktischen Ozean widerspiegeln.

Die Sedimente auf dem Nansen-Gakkel-Rücken sind durch geringen terrigenen Eintrag und hohe Gehalte an planktischen und benthischen Foraminiferen charakterisiert. Die planktischer und benthischer Foraminiferen zeigen ein erhöhtes Vorkommen in den Interglazialen und vereinzelt auch in den Glazialen und deutet auf zumindest saisonal offene Meereisbedingungen, auch während Hochglazialstadien hin. Die Lösungsstadien dokumentieren eine geringere Karbonatlösung als im Nansen-Becken, wodurch im zentralen Bereich des Eurasischen Beckens CO₂-ärmere Bodenwassermassen vermutet werden können.

Die Termination I a ist durch einen drastischen Anstieg der biogenen Produktion ab ca. 13 ka gekennzeichnet, der bei ca. 9.5 ka (Termination I b) eine Rückgang folgt, um bei ca. 8 ka (Termination I c) einen Höchststand zu erreichen.

Die Karbonatgehalte sind relativ gering (2-10 Gew.-%) und korrelieren allgemein mit dem Vorkommen der kalkigen biogenen Komponenten.

ABSTRACT

Sedimentological investigations and determinations of calcium carbonate dissolution on the planktonic foraminifera *N. pachyderma* sin. in sediment cores from the eastern Arctic Ocean have been carried out to demonstrate the paleoceanographic evolution of the last 250,000 years.

The upper Quaternary sediments in the eastern Arctic Ocean consist primarily of glaciomarine sediments which can be used to divide the Nansen Basin and Nansen-Gakkel Ridge in different sedimentation provinces.

The Nansen Basin can be characterized mainly by terrigenous input and the occurrence of planktonic and benthic foraminifers in interglacials and interstadials. The distribution of biogenic and lithogenic components reflects the connection of sea level changes and the extension of continental ice shields. Investigations of calcium carbonate dissolution show low to moderate dissolution stages in the Nansen Basin. Foraminifer barren zones can be seen in sediments younger than 70 ka (70-50 ka, 40-35 ka and 18-5 ka). These results may correlate with the formation of corrosive bottom water in the Nansen Basin but also reflect the strong dilution with terrigenous material in the eastern Arctic Ocean.

The sediments of the Nansen-Gakkel Ridge are characterized by low input of terrigenous material and high values of planktonic and benthic foraminifers. The planktonic and benthic foraminifers show a higher occurrence in interglacials and occasional in glacials, which can be interpreted as seasonal open surface waters even in glacial maxima. Dissolution stages also show lower calcium carbonate dissolution in the central Eurasian Basin (Nansen-Gakkel Ridge) than in the Nansen Basin, leading us to believe that CO₂-depleted bottom water can be suspected.

Termination I a is characterized by a rapid increase in biogenic production at 13 ka and a decrease at 9.5 ka (Termination I b) which is followed by a maximum at 8 ka (Termination I c).

Carbonate contents are relatively low (2-10 wt.-%) and correlate general with the occurrence of calcareous biogenic components.

1 EINFÜHRUNG

Der ganzjährig meereisbedeckte Arktische Ozean wird von den Kontinenten Eurasien und Nordamerika eingerahmt und spielt eine bedeutende Rolle im globalen Klimageschehen. Die arktischen Wassermassen gelangen durch die Framstraße in das Grönlandbecken und werden durch die dortige Tiefenwasserbildung in alle Weltozeane verfrachtet und beeinflussen daher das globale Klimageschehen der Erde. Aus diesem Grund spielen der Arktische Ozean und die angrenzenden Meeresgebiete eine Schlüsselrolle in der weltweiten Klimaentwicklung.

Die quartäre Geschichte des Arktischen Ozeans ist geprägt durch den Aufbau und das Abschmelzen großer Eiskappen auf den zirkumarktischen Landmassen, welches zu starken Veränderungen der ozeanischen und atmosphärischen Zirkulation führte. Untersuchungen langfristiger Klimaänderungen der Vergangenheit im Vergleich mit rezenten ozeanographischen und klimatischen Umweltveränderungen bieten die Möglichkeit der Beurteilung und Vorhersage zukünftiger Klimaentwicklungen. Ein Schlüssel für die Klimaentwicklung in der Vergangenheit und der Paläo-Ozeanographie in hohen Breiten sind die überlieferten marinen Sedimente.

Aufgabenstellung

In dieser Arbeit wird anhand von Sedimentkernen der Ablagerungsraum des östlichen Arktischen Ozeans während der letzten ca. 250.000 Jahre skizziert. Ausgehend von dieser Beschreibung wird die Paläo-Ozeanographie im Eurasischen Becken aufgezeigt, die durch eine Reihe von klimatischen Faktoren gesteuert wird.

Maßgeblichen Einfluß auf die Sedimentationsbedingungen im Arktischen Ozean sind in der Meereisbedeckung und dem Ausmaß der quartären Vergletscherung der kontinentalen Eisschilde zu sehen. Weitere Faktoren sind die aus klimatischen Veränderungen resultierenden Meeresspiegelschwankungen und die damit verbundene Ausdehnung der eurasischen und sibirischen Schelfgebiete. Deren Veränderungen haben wichtige Auswirkungen auf die Hydrographie, den Sedimentationsraum und die Produktivität der arktischen Tiefseebecken. Im Zusammenhang damit stellt sich die Frage,

welche Komponenten des Sedimentes mögliche Hinweise auf paläo-ozeanographisch-klimatische Veränderungen liefern. Sind Variationen in der Partikelzusammensetzung des Sedimentes durch paläo-ozeanographisch-klimatische Änderungen zu erklären? Aufgrund der Wechselwirkung dieser Faktoren, die im Arktischen Ozean bisher nur unvollständig verstanden sind, ist eine detaillierte Untersuchung der glazial geprägten marinen Sedimente von besonderem Interesse.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, die ozeanographisch-klimatischen Bedingungen für bestimmte Zeitabschnitte zu erfassen und das Zirkulationssystem für das Eurasische Becken zu entwickeln. Zur Klärung dieser Aufgabe müssen die Sedimentationsprozesse und Ablagerungsbedingungen, die die verschiedenen Bereiche des östlichen Arktischen Ozeans charakterisieren, verstanden werden. Wie entwickelte und veränderte sich der Einstrom nordatlantischer Wassermassen in das Eurasische Becken? Welche Faktoren steuern und beeinflussen die biogene Produktion und deren Dokumentation in den Sedimenten des östlichen Arktischen Ozeans? Welchen Einfluß haben die Bodenwassermassen auf die Karbonatlösung und welche Zeitabschnitte sind durch intensive Lösung kalkschaliger Organismen gekennzeichnet?

Die Arbeitsstrategie beinhaltet die Untersuchung von Sedimentkernen des östlichen Arktischen Ozeans mit einer möglichst großen stratigraphischen Reichweite, damit mindestens ein vollständiger Glazial-Interglazialzyklus untersucht werden kann. Dadurch sollte es möglich sein die ozeanographischen Bedingungen im Eurasischen Becken räumlich und zeitlich zu rekonstruieren. Ausgehend von der terrigenen und biogenen Komponentenverteilung sowie der Verwendung von Akkumulationsraten sollte eine räumliche und zeitliche Sedimentverteilung und -konzentration bestimmt werden. Andere Sedimentparameter, wie Kalziumkarbonatgehalte, planktische und benthische Foraminiferen pro Gramm Trockensediment sowie die Charakterisierung des organischen Kohlenstoffes wurden herangezogen, um Aussagen der biogenen Produktion der Wassermassen zu erstellen. Bestimmungen der Korngrößenverteilung ermöglichten Aussagen über die Sedimentationsprozesse und die Eintragsmechanismen, die hauptsächlich durch Meereis und/oder Eisberge verursacht wurden. Außerdem wurden durch Bestimmung der Karbonatlösung an der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* mögliche Wechselwirkungen der Bodenwasser-

bildung bzw. -verbreitung im östlichen Arktischen Ozean untersucht.

Untersuchungen anderer Bearbeiter am gleichen Kernmaterial liefern wertvolle Hinweise zur stratigraphischen Einordnung der Sedimentkerne: BOHRMANN (1991) bearbeitete die Geochemie und ^{230}Th -Stratigraphie, KÖHLER (in Vorb.) erstellte eine Sauerstoffisotopen-Stratigraphie, MIENERT et al. (1990) ermittelten absolute Sedimentalter mit der AMS ^{14}C Datierung, NOWACZYK (1990) führte Untersuchungen der sedimentphysikalischen Parameter (magnetische Suszeptibilität, remanente Magnetisierung) an den Sedimentkernen durch und KUBISCH (1991) untersuchte das grobe eistransportierte Material. Die stratigraphischen Daten dieser Arbeiten wurden mit den eigenen sedimentologischen Untersuchungen verknüpft, um eine möglichst exakte Korrelation zu erhalten und eine paläo-ozeanographische Interpretation der Sedimentkerne im östlichen Arktischen Ozean vorzunehmen.

1.1 Ozeanographie und Bathymetrie des Arktischen Ozeans

Die Bildung des Arktischen Ozeans begann ca. 130 Ma im Bereich des heutigen Kanada Beckens (LAWVER et al. 1990, SWEENEY 1985) und setzte sich bis in das jüngste Teilbecken, das Eurasische Becken, fort. Dieses Becken bildete sich vor ca. 56 Ma Jahren (LAWVER et al. 1990, SRIVASTAVA 1985) und dehnt sich seither mit sehr niedriger Spreizungsrate (1-1.5 cm/Jahr) aus.

Der Arktische Ozean wird durch den Lomonosov Rücken in das Amerasische und Eurasische Becken aufgegliedert. Das Amerasische Becken wird durch den Alpha-Mendeleyev Rücken in das Kanada Becken und das Makarov Becken unterteilt. Das Eurasische Becken wird durch den Nansen-Gakkelerücken, den nördlichsten Teil des ca. 70.000 km langen aktiven Mittelozeanischen Rückens, in das Nansen- und das Fram-Becken eingeteilt. Die dem Eurasischen Kontinent vorgelagerten Schelfmeere (Barents See, Kara See, Laptev See, Ostsibirische See, Chukchi See) sind die größten der Erde (bis ca. 800 km Breite) und an den Prozessen der Tiefenwasserbildung im Arktischen Ozean beteiligt. Die bathymetrischen Strukturen der arktischen Tiefseebecken, mit Wassertiefen zwischen 1000 m und mehr als 4000 m (WEBER 1989, JOHNSON et al. 1990) beeinflussen wesentlich die

Ausbreitung und den Austausch der Wassermassen im Arktischen Ozean. Der Wassermassenaustausch zwischen dem Arktischen Ozean und den übrigen Weltözeanen findet vor allem durch die Framstraße mit einer Schwellentiefe von ca. 2600 m statt. Die anderen Wasserstraßenverbindungen des Arktischen Ozeans, mit Wassertiefen von 45 m in der Beringstraße und ca. 250 m in der Barents See sowie der Naresstraße, spielen im globalen Zirkulationsmuster nur eine untergeordnete Rolle.



Abb. 1. Oberflächenzirkulation und Eisdriftmuster im Arktischen Ozean (aus WOLLENBURG 1991). Zwei Driftsysteme kennzeichnen die Oberflächenströmung: Der Beaufort Wirbel im westlichen und die Transpolare Drift im östlichen Arktischen Ozean.

Der Hauptaustausch der Wassermassen des Arktischen Ozeans mit dem übrigen Weltozean ist charakterisiert durch zwei entgegengesetzt verlaufende Strömungssysteme in der Framstraße. Der Einstrom der relativ warmen, atlantischen Oberflächenwassermassen des Westspitsbergenstromes (WSC), der nördliche Ausläufer des Norwegenstromes (NC), erfolgt westlich von Svalbard aus der Norwegischen See durch die Framstraße in den Arktischen Ozean (JOHANNESSEN 1986). Die polaren Oberflächenwassermassen des Ostgrönlandstromes (EGC) strömen östlich von Grönland aus dem Arktischen Ozean nach Süden in die Grönländische See und transportieren kaltes, gering-salines Oberflächenwasser (SWIFT 1986).

Die Oberflächenzirkulation im Arktischen Ozean (Abb. 1) ist gekennzeichnet durch zwei Hauptströmungssysteme: Im Amerasischen Becken zirkuliert der antizyklonale Beaufort-Wirbel (GORDIENKO & LAKTIONOV 1969). Die Transpolare Drift verläuft im Eurasischen Becken aus dem Bereich der Laptev See über den Nordpol hinweg bis in die Framstraße.

Der Arktische Ozean ist ein sehr stabil geschichtetes Meer (Abb. 2), in dem eine Durchmischung der Wassersäule nur in den oberen ca. 50-200 m ("Polar Mixed Layer") stattfindet. Damit wird eine Tiefenwasserkonvektion und Tiefenwassererneuerung in den Tiefseebecken verhindert (SWIFT et al. 1983, AAGAARD 1985, ANDERSON & JONES 1986, ANDERSON et al. 1989). Die den ganzen Ozean bedeckende sehr kalte, niedrig saline Wasserlinse hat ihre Entstehung in Mischungsvorgängen von Frischwasserzufluß von den Kontinenten (in den Arktischen Ozean entwässernde Ströme) und dem saisonalen Schmelzen und Gefrieren von Meereis (LEWIS 1982, AAGAARD et al. 1981, SWIFT 1986).

Das durch den Westspitsbergenstrom in den Arktischen Ozean transportierte relativ warme, salzreiche atlantische Oberflächenwasser sinkt im Eurasischen Becken unter das relativ frische polare Oberflächenwasser (PSW) und wird durch Vermischungsvorgänge mit Schelfwasser zum Arktischen Zwischenwasser (AIW), welches im gesamten Arktischen Ozean in Tiefen zwischen ca. 200-1000 m beobachtet werden kann (AAGAARD et al. 1981, AAGAARD et al. 1985, ANDERSON et al. 1989). Das unterhalb des Oberflächenwassers zirkulierende Strömungssystem im Arktischen Ozean ist nach AAGAARD (1989) ein gegen den Uhrzeigersinn gerichteter "boundary current", der nördlich von Svalbard durch das ganze Eurasische Becken führt und der nach Westen gerichteten Oberflächen-

strömung, der Transpolaren Drift, entgegengesetzt ist. Nach AAGAARD (1989) reicht der "boundary current" im Eurasischen Becken bis weit unterhalb von 1000 m in das Tiefenwasser hinein, so daß er nicht mit einer bestimmten Wassermasse in Verbindung gebracht werden kann.

Das Arktische-Ozean-Tiefenwasser (AODW), definiert als "Wassermasse" unter der unteren 0°C Isotherme (ca. 1000 m Wassertiefe) liegend", macht ca. 60 % des gesamten Wasservolumens im Arktischen Ozean aus (COACHMAN & AAGAARD 1974, AAGAARD 1981). Schon NANSEN (1902) vermutete den Ursprung des arktischen Tiefenwassers im Bereich der Norwegisch-Grönländischen See. Durch Untersuchungen dieses Meeresgebietes (SWIFT &

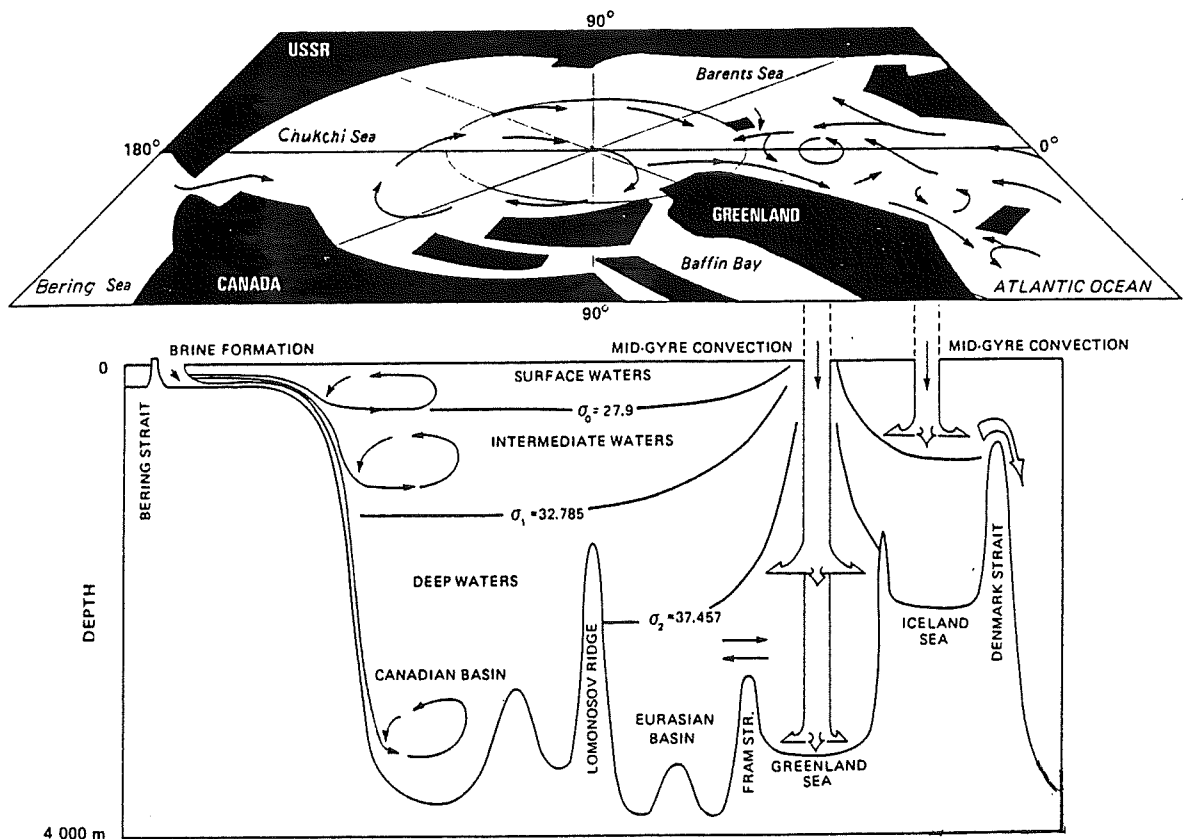


Abb. 2. Schematische Darstellung der Oberflächen- und Tiefenwassermassenzirkulation im Arktischen Ozean und dem Europäischen Nordmeer (aus AAGAARD et al. 1985).

AAGAARD 1981, AAGAARD et al. 1985, JOHANNESSEN 1986, KOLTERMANN 1987) konnte das Grönland-See-Tiefenwasser (GSDW) und das Norwegen-See-Tiefenwasser (NSDW) unterschieden werden. Beide Wassermassen fließen in den Arktischen Ozean und bilden unter anderem das AODW (SWIFT et al. 1983). Wichtige Faktoren bei der Entstehung von Tiefenwasser im Arktischen Ozean sind die umgebenden Schelfgebiete (SCHUHMACHER et. al. 1983, SWIFT et. al. 1983, MIDTTUN 1985), auf denen durch extreme Abkühlung der Wassersäule ("hypercooling") und nachfolgenden Eisbildung eine "brine formation" einsetzt. Dieses dichte, kalte und hoch-saline Wasser sinkt in die Tiefe ab und führt zu einer Tiefenwasserventilation im Arktischen Ozean (SWIFT et al. 1983, AAGAARD et al 1985). Die besondere Bedeutung dieses "hypercooling"-Prozesses liegt darin, daß er dichtes Wasser produziert, das auch in einem gut geschichteten Ozean, wie dem Arktischen Ozean, eine Konvektion antreiben kann (AAGAARD 1989), und für die Karbonatlösung am Kontinentalhang von besonderer Bedeutung ist.

Die Tiefenwassermassen des Arktischen Ozeans lassen sich aufgrund ihrer ozeanographischen Parameter in das Kanada-Becken-Tiefenwasser (CBDW) und das Eurasische-Becken-Tiefenwasser (EBDW) einteilen (AAGAARD et.al. 1985). Sie unterscheiden sich dadurch, daß das EBDW kälter und geringer salin ist als das CBDW. Diese Differenzen beruhen auf dem Einfluß von GSDW, das kälter und geringer salin ist und durch die Framstraße in das Eurasische Becken gelangt, um dort durch Vermischung mit dem AODW das EBDW zu bilden. Der Einstrom in das Amerasische Becken wird durch den Lomonosov Rücken verhindert, der bis auf ca. 1400 m Wassertiefe aufsteigt. Dadurch ist das Amerasische Becken erheblich stärker von der Tiefenwasserzirkulation der Weltozeane isoliert als das Eurasische Becken (AAGAARD et al.1985, AAGAARD 1989). Salines Tiefenwasser des Arktischen Ozeans fließt als intermediäres Wasser durch die westliche Framstraße ab, vermischt sich mit Tiefenwasser aus der Grönländischen See und bildet NSDW (AAGAARD et al. 1985, SMETHIE et al. 1988, SWIFT & KOLTERMANN 1988).

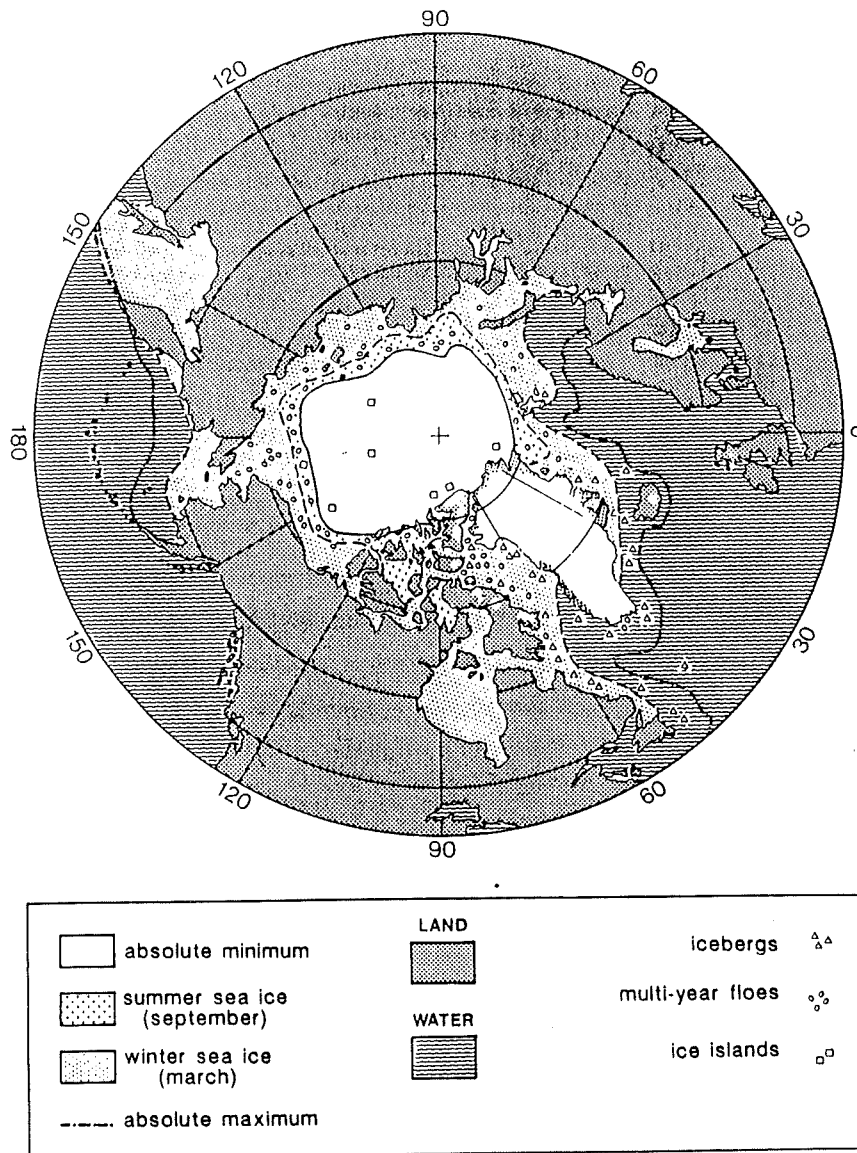


Abb. 3. Meereisbedeckung im Arktischen Ozean (aus WOLLENBURG 1991). Die Signaturen für Eisberge, mehrjährige Eisschollen und Eisineln geben nur schematisch das Vorkommen dieser Eistypen an.

1.2 Eisbedeckung und ihre Bedeutung für die Sedimentation

Die maximale Eisbedeckung erreicht nach WALSH & JOHNSON (1979) eine Ausdehnung von ca. 15 Millionen km², die jedoch um ca. 50 % während der Sommermonate reduziert sein kann (Abb. 3). In ungewöhnlich eisreichen Jahren kann eine geschlossene Eisdecke bis weit in das Europäische Nordmeer vordringen und sogar Island erreichen. Durch die Transpolare Drift wird Meereis aus dem Arktischen Ozean in die westliche Framstraße transportiert, um dort vom kalten Ostgrönlandstrom weit nach Süden verfrachtet zu werden. Unter dem Einfluß des relativ warmen Westspitzbergenstromes (ca. 3°C) ist die östliche Framstraße das ganze Jahr über nahezu eisfrei (VINJE 1985).

Nach CLARK & HANSON (1983) besteht der weitaus größte Anteil der rezenten Eisdecke aus Meereis, das auf den umgebenden eurasischen und nordamerikanischen Schelfen gebildet wurde. Ein sehr geringer Teil der Eisbedeckung besteht aus Eisbergen, die von den Gletschern und Eisschelfen der umgebenden Inseln und Kontinenten stammen, z.B. T-3 und Arlis II, die von Ellesmere Island kommen (CLARK & HANSON 1983). Als Herkunftsgebiete für Eisberge können die vergletscherten Gebiete Grönlands, Svalbards, die sibirischen Inseln und die nördlichen kanadischen Inseln in Frage kommen.

Sedimentationsprozesse

Der Transport von Sediment durch Meereis und/oder Eisberge ist in eisbedeckten Meeresgebieten einer der wichtigsten Transportmechanismen für die pelagische Sedimentation (PFIRMAN et al. 1990, WOLLENBURG 1991). Zum Beispiel reicht das Spektrum des Sedimenttransportes der T-3 Eisinsel von feinkörnigem Silt und Ton bis zu großen Felsbrocken mit einem Durchmesser von 4 m (ARLIS II Eisinsel) (CLARK & HANSON 1983). MOLNIA (1972) zeigte, daß klastisches Material oberhalb einer Korngröße von 500 µm als sogenanntes "eistransportiertes Material" (IRD) angesehen werden kann und daß diese Fraktion gut mit der nichtbiogenen > 62 µm-Fraktion korreliert. Daraus kann geschlossen werden, daß auch die restliche Sandfraktion überwiegend als eistransportiert angesehen werden kann. Aufgrund ihrer Entstehungsgeschichte (Land, Schelfeis) können Eisberge durch eine Vielzahl von Prozessen klastisches Material nahezu in jeder Korngröße einarbeiten. Nach CLARK & HANSON (1983) wird der überwiegende Teil des groben Sedimentes das in der zentralen Arktis akkumuliert als durch Gletschereis transportiertes Material bezeichnet.

Durch Eisbildungsprozesse auf den flachen Schelfgebieten wird resuspendiertes Schelfsediment in das Meereis eingebracht. Dieser Entstehungsprozeß findet vor allem auf den weitläufigen eurasischen Schelfgebieten statt (z.B. NANSEN 1897, COLONY & THORNDYKE 1985, WOLLENBURG 1991). Der Hauptanteil des Materials besteht aus Ton und Silt und nur untergeordnet sind Komponenten der Fraktion > 63 µm vertreten (PFIRMAN et al. 1990). Sedimentanalysen von Meereis aus der Transpolar-Drift,

Barents See und dem Ostgrönlandstrom zeigen, daß der lithogene Sedimentanteil zu mehr als 90 % aus Material $< 63 \mu\text{m}$ besteht und der Tonanteil ca. 50 % ausmacht (PFIRMAN et al. 1989, 1990, WOLLENBURG et al. subm.). Grobes Material ($> 63 \mu\text{m}$) kann durch die Bildung von "anchor ice" vom Meeresboden aufgenommen und im Meereis eingefroren werden. Sedimente, die durch die verschiedenen Prozesse der Meereisbildung ("anchor", "frazil" und "slush" Eisbildung) in das Eis eingebaut werden können (BARNES et al. 1982, LARSEN et al. 1987, REIMNITZ & KEMPEMA 1987, REIMNITZ et al. 1987, KEMPEMA et al. 1989), spielen eine bedeutende Rolle bei der rezenten Sedimentation im Arktischen Ozean.

1.3 Glazialmarine Sedimente und ihre Komponenten als paläo-ozeanographischer Indikator

Glaziomarine Sedimente, die auch als Diamikte bezeichnet werden, sind charakteristische Ablagerungen in hohen Breiten und ermöglichen dort Rückschlüsse auf die ozeanographischen und klimatologischen Verhältnisse zur Zeit der Sedimentation. Das Vorkommen von eistransportiertem Material im Sediment deutet auf Eisberge oder Meereis hin, deren Sedimentfracht in der Region abgelagert wurde. Solche klimatischen Bedingungen treten in kühl gemäßigten bis polaren Gebieten auf, in denen permanent oder saisonal Eisbildung auftritt. Erst durch die Analyse der Menge und Zusammensetzung grober terrigener eistransportierter Komponenten lassen sich Herkunft, Ausbreitung und Abschmelzvorgänge von Eis im Meer aufzeigen.

Die hydrographischen und klimatischen Verhältnisse der polaren Meeresräume spiegeln sich nicht nur in den Verteilungsmustern terrigener Sedimentkomponenten wider, sondern sie beeinflussen ebenfalls die Produktion, Erhaltung und Verbreitung der biogenen Komponenten. Artenvergesellschaftung, Biogeographie und Ökologie der Organismen des marinen polaren Planktons und Benthos dokumentieren klimatische Veränderungen während Glazial- bzw. Interglazialzeiten. Zum Beispiel führt der Einfluß von Schmelzwasser auf das Oberflächenwasser, Veränderungen des Lichteinfalls durch wechselnde Meereisbedeckung, erhöhter Eintrag von terrigenem Material durch schmelzendes Meereis oder Eisberge etc. zu

extremen Lebensbedingungen, wie sie in polaren Meeresgebieten vorherrschen.

Untersuchungen der Komponentenanalysen der Grobfraktion in hohen Breiten sind bereits von verschiedenen Autoren mit unterschiedlichen methodischen Ansätzen verfolgt worden, um z.T. regionalen Fragestellungen nachzugehen (z.B. RUDDIMAN & McINTYRE 1981, VORREN et al. 1984, RAMM 1988, HENRICH 1986, 1990, HENRICH et al. 1989a,b). Die Arbeiten zeigen, daß die hohe Variabilität und zeitliche Veränderlichkeit des biogenen und terrigenen Partikeleintrages Schlußfolgerungen erlauben, aus denen sich die paläo-ozeanographisch-klimatische Entwicklung rekonstruieren läßt.

2 METHODIK

2.1 Probenmaterial

Die untersuchten Sedimentkerne wurden 1987 während der Arktis Expedition ARK IV/3 mit dem PFVS POLARSTERN im östlichen Arktischen Ozean gewonnen (THIEDE 1988). Für die sedimentologischen Analysen wurden die Proben von 4 Großkastengreifern (GKG, 50 x 50 x 50 cm), 3 Kastenloten (KAL, 30 x 30 x 600 cm) und einem Schwerelot (SL, Ø 12 cm x 600 cm) herangezogen (Tab. 1). Die untersuchten Proben der Oberflächensedimente wurden während der FRAM I und IV, POLARSIRKEL-, YMER- und POLARSTERN-Expeditionen im östlichen Arktischen Ozean gewonnen. Für die Abbildungen 17-19 der Sedimentverteilungsmuster der Oberflächenproben, wurden ergänzende Daten von SNÅRE (1985) und MARKUSSEN (1986) verwandt. Eine Tabelle der Lokalitäten, Wassertiefen und der verwendeten Geräte befindet sich im Anhang.

Die Beprobung erfolgte entlang eines Transekts beginnend nordöstlich von Svalbard in Richtung Norden durch das Nansen-Becken bis auf den Nansen-Gakkel-Rücken und nach Süden bis auf das Yermak-Plateau (Abb. 4).

Kern- Nr.	Gerät	Geographische		Wasser- Tiefe	Kern- Gewinn
		Breite	Länge		
21521-15	KAL	N 82° 56,5'	E 32° 05,0'	3752 m	4,98 m
21524-1	GKG	N 85° 21,5'	E 26° 19,9'	3634 m	0,38 m
21524-2	KAL	N 85° 21,8'	E 26° 12,9'	3646 m	4,23 m
21525-7	KAL	N 85° 32,4'	E 25° 19,4'	3347 m	3,65 m
21527-18	GKG	N 86° 08,1'	E 22° 05,2'	3895 m	0,38 m
21528-7	GKG	N 86° 07,8'	E 23° 09,5'	3972 m	0,38 m
21529-7	GKG	N 85° 23,6'	E 21° 46,8'	2913 m	0,34 m
21533 -3	SL	N 82° 01,9'	E 15° 10,7'	2030 m	4,85 m

Tab. 1. Entnahmelokationen (geographische Koordinaten) der untersuchten Sedimentkerne. GKG (Großkastengreifer), KAL (Kastenlot), SL (Schwerelot).

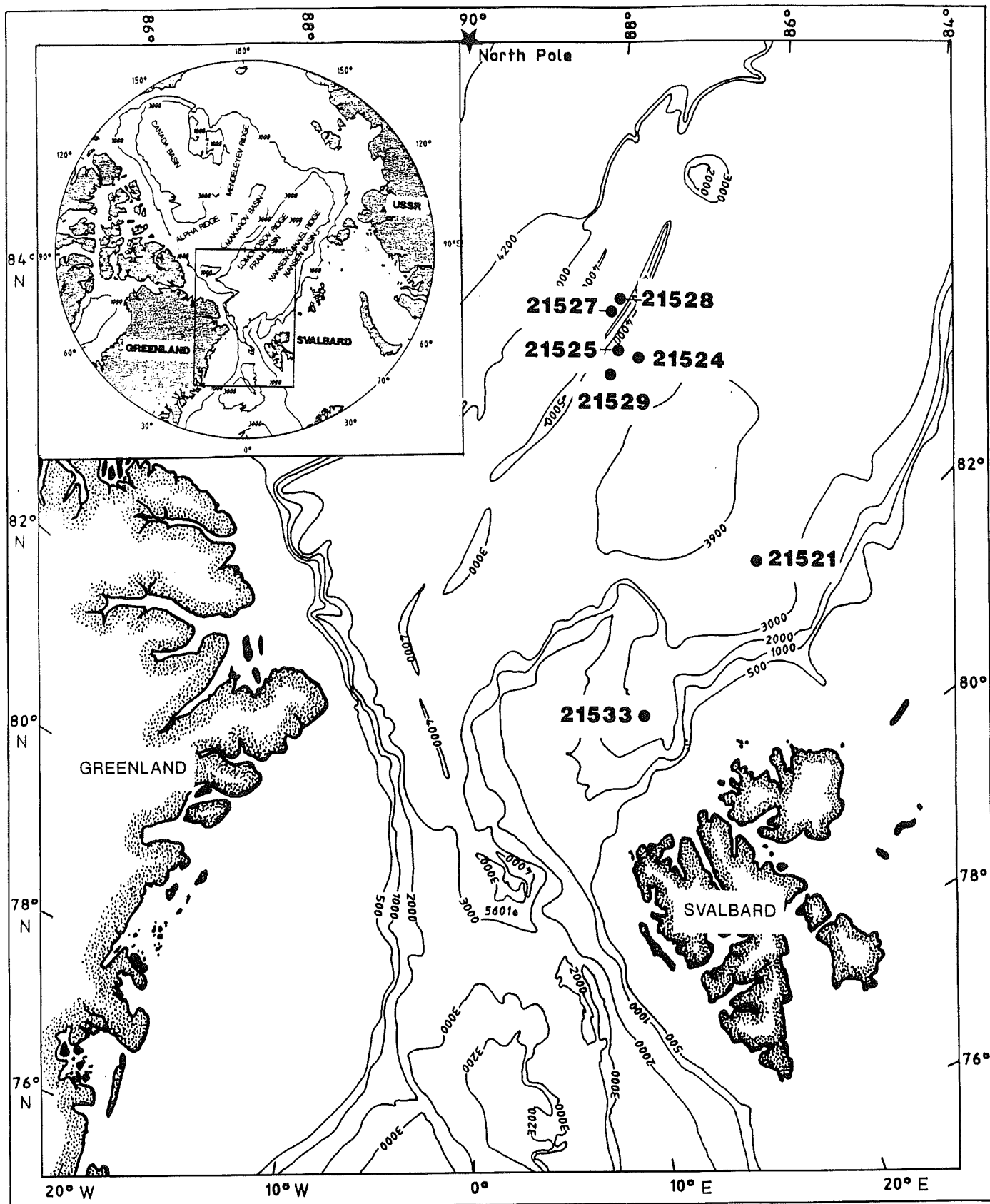


Abb. 4. Kartenausschnitt des Untersuchungsgebietes der ARK IV/3 Expedition im östlichen Arktischen Ozeans mit Kernstationen.

Detaillierte Beschreibungen der Sedimentkerne finden sich bei SPIELHAGEN et al. (1988). Die Kerne bestehen überwiegend aus braunen bis olivgrauen, tonigen, siltigen und sandigen Sedimenten. Störungen in den Sedimentkernen traten nur in den oberen max. 20-30 cm auf; durch die geringe Verfestigung und den hohen Wassergehalt konnte das Sediment im horizontalliegenden KAL verstäurzen. Diese Bereiche sind jedoch durch GKG stratigraphisch abgedeckt. Radiographien der untersuchten Kerne zeigten keine weiteren Kernstörungen und nur geringe bioturbationsbedingten Vermischungseffekte.

2.2 Probennahme

Zur Beprobung der Kerne wurden zwei unterschiedliche Intervalle gewählt. Die GKG wurden vollständig in 1-2 cm Intervallen beprobt, um ein möglichst enges sedimentologisches Datennetz zu erhalten. Ein weiterer Schwerpunkt bildete die Erstellung einer hochauflösende Sauerstoffisotopen-Stratigraphie (KÖHLER in Vorb.) für das letzte Glazial, die Termination I und das Holozän. Mit den KAL bzw. SL konnten hohe stratigraphische Reichweite erzielt werden. Da ihre Schichtbereiche z.T. über mehrere Dezimeter hinweg sehr einheitlich sind, wurde ein Beprobungsintervall von 5-10 cm gewählt. Für die Probennahme der Oberflächensedimente während der ARK IV/3 wurde der oberste Zentimeter der GKG verwandt. Die Bearbeitung der Proben erfolgte nach einem Arbeitsschema, das der Abbildung (5) zu entnehmen ist.

2.3 Biogene und lithogene Komponenten der Grobfraktionsanalyse

Korngrößentrennung

Zur Bestimmung der Grobfraktion ($> 63 \mu\text{m}$) wurde die Gesamtprobe gefriergetrocknet, um anschließend das Gesamtgewicht zu ermitteln. Daraufhin wurde die Probe durch ein Sieb mit einer Maschenweite von $63 \mu\text{m}$ naßgesiebt, um sie in die Feinfraktion ($< 63 \mu\text{m}$) und die Grobfraktion ($> 63 \mu\text{m}$) zu teilen. Die weitere Aufbereitung bestand in der Trocknung

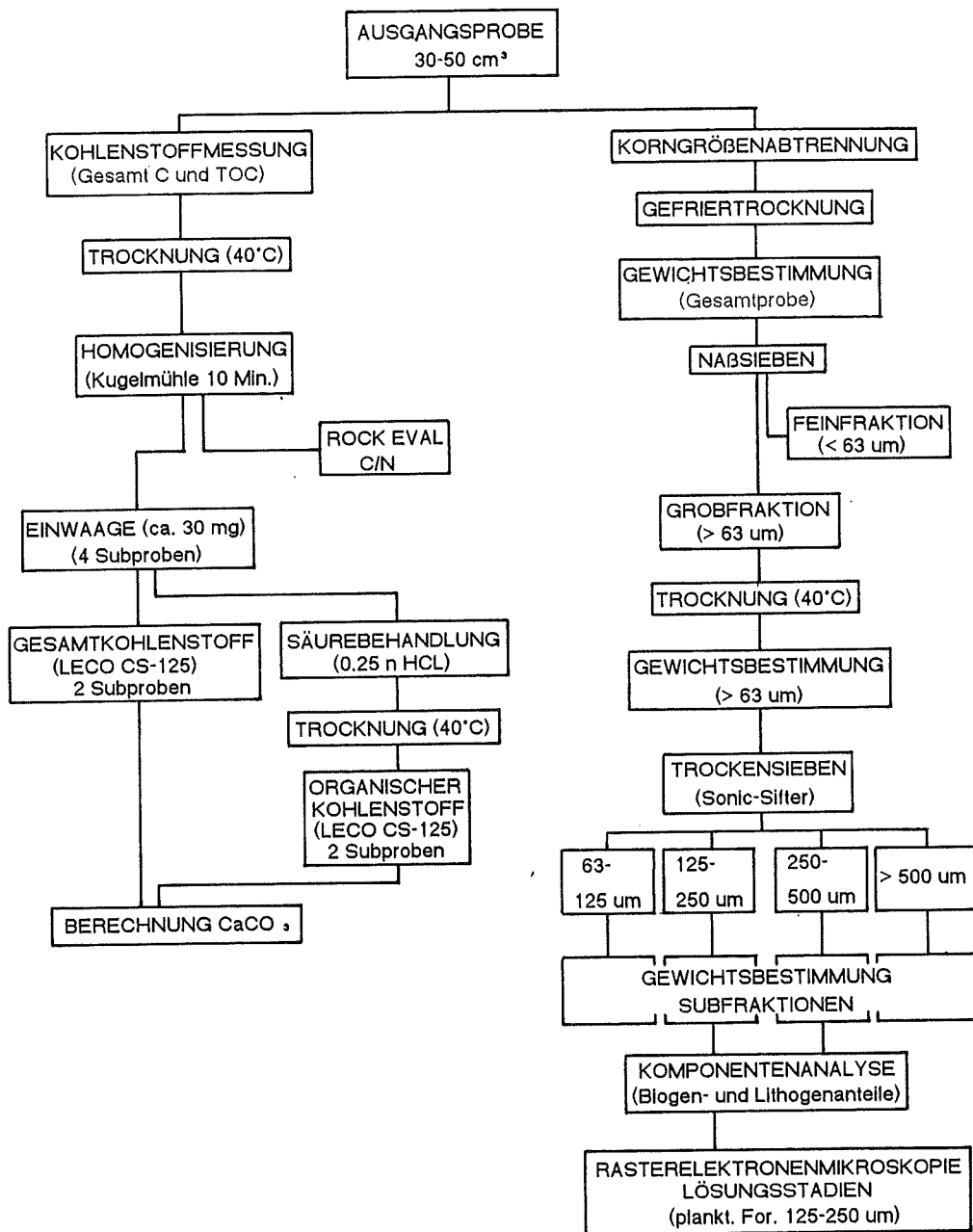


Abb. 5. Arbeitsschema der Probenaufbereitung und -bearbeitung.

und dem anschließenden Wiegen der Grobfraction. Zum Abschluß wurde die Grobfraction durch Trockensiebung (Sonic-Sifter) in die Einzel-fractionen 63-125 µm, 125-250 µm, 250-500 µm und > 500 µm getrennt, um ihre Massenanteile zu bestimmen.

Komponentenbestimmung

Für die Untersuchungen im Rahmen der Grobfraktionsanalyse nach SARNTHEIN (1971) wurde die Fraktion 125-500 μm ausgewählt, die als repräsentativ für die gesamte Grobfraktion (HENRICH et al. 1989a) angesehen werden kann. Zur Bestimmung der Komponenten wurde die Gesamtprobe ($> 63 \mu\text{m}$) mit einem Mikrosplitter reduziert, unter einem Binokular bestimmt und gezählt. Die Auszählung der Komponenten erfolgte rechnergesteuert mit einem speziell entwickelten Auszählprogramm (WEINHOLZ 1987). Die bisher üblichen 500-700 auszuzählenden Partikel konnten auf ca. die Hälfte reduziert werden, da über das Auszählprogramm die statistischen Vertrauensintervalle kontrolliert werden konnten.

Folgende Partikelgruppen wurden in der Grobfraktion definiert:

- Benthische Partikelgruppe

Die benthische Partikelgruppe setzt sich überwiegend aus kalkigen und im Bereich des Kontinentalhanges aus agglutinierenden benthischen Foraminiferen, kieseligen Schwammnadeln sowie vereinzelt Ostracoden zusammen. Das Vorkommen dieser Partikel in ihrem Lebensraum Sediment/Bodenwasser hängt stark von den vorherrschenden ökologischen Bedingungen ab. Aus diesem Grunde werden die benthischen Komponenten zu einem sensiblen Indikator für Veränderungen des Bodenwassers, da ihr Auftreten an charakteristische, physikalisch-chemische Eigenschaften bestimmter Wassermassen gebunden ist. Das Verhältnis agglutinierender zu kalkigen Foraminiferen kann ebenfalls zur Unterscheidung bestimmter Wassermassen herangezogen werden. Ein vermehrte Auftreten von agglutinierenden benthischen Foraminiferen und das Vorkommen schlecht erhaltener kalkiger benthischer Foraminiferen kann als Indikator für korrosives Bodenwasser angesehen werden. Untersuchungen von OSTERMAN & QVALE (1989), SCHROEDER et al. (1987) und BIESER (in Vorb.) aus hohen Breiten zeigen, daß kalkige benthische Foraminiferen ihr Hauptmaximum in der Fraktion ($< 63 \mu\text{m}$) aufweisen. Folglich werden sie in der Grobfraktion unterbewertet dargestellt.

Die Bedeutung von Schwammnadeln als Indikator für Veränderungen des Bodenwasser ist schwierig zu erfassen. Schwämme reagieren sehr sensibel auf Bodenströmungen und hohe Sedimentationsraten, die ihre Lebensbedingungen stark einschränken.

Ostracoden reagieren sehr empfindlich auf Veränderungen ihrer Lebensbedingungen und moderaten Änderungen der Wassertiefe und der Salinität und sind daher wichtige Paläo-Tiefen Indikatoren (KENNETT 1982). Ihr Vorkommen in den bearbeiteten Sedimentkernen der Arktis ist aber relativ gering.

- Planktische Partikelgruppe

Die planktische Partikelgruppe setzt sich aus planktischen Foraminiferen, Diatomeen und Radiolarien zusammen. Aufgrund ihres Vorkommens und ihrer Verteilung in den oberen ca. 500 m der Wassersäule liefern sie Hinweise auf charakteristische Wassermasseneigenschaften, wie Druck, Dichte, Nährstoffangebot, Isotopenzusammensetzung, Salinität, Temperatur, Lichteinfall und andere physikalische und chemische Faktoren in diesem Tiefenbereich. Diatomeen- und Radiolarienvergesellschaftung spielen in den hier beschriebenen Kernen des östlichen Arktischen Ozeans nur eine sehr untergeordnete Rolle, da sie nur äußerst selten in den Kernen zu beobachten waren.

- Terrigene Partikelgruppe

Die Komponenten dieser Gruppe setzen sich aus Quarzkörnern, Gesteinsfragmenten, Glimmerplättchen und Feldspatkörnern zusammen. Ihre Verfügbarkeit für die Sedimentation ist weitgehend ein klimatisch gesteuerter Faktor. In die pelagischen Bereiche hoher Breiten gelangen die Partikel im wesentlichen durch den Meereis- oder Eisbergtransport. Dort werden sie während des Abschmelzens freigesetzt und können in der Tiefsee sedimentiert werden. Der Zusammenhang zwischen eistransportiertem terrigenem Material und Deglaziationsphasen wurde bereits in einer Reihe von Arbeiten dokumentiert (z.B. RUDDIMAN et al. 1986,

HENRICH 1989, HENRICH et al. 1989a). Andere Autoren zeigen, daß aufgrund der mineralogisch-petrographischen Zusammensetzung der Partikel auf bestimmte geographische Regionen als potentiell Liefergebiet geschlossen werden kann (SPIELHAGEN 1990, BISCHOF et al. 1990, KUBISCH 1991).

Fehlerbetrachtung

Eine detaillierte Abschätzung der Fehler bei der Grobfraktionsanalyse läßt sich bei SARNTHEIN (1971) finden. Fehlerquellen des Auszählergebnisses entstehen durch die Annahme, daß die Fraktion 125-500 µm repräsentativ für die Gesamtgrobfraktion ist. Aufgrund dieser Unsicherheit müssen bei der Interpretation der Ergebnisse die Anteile der Grobfraktionskomponenten als qualitativer Trend angesehen werden. Jedoch ist es innerhalb eines Meeresgebietes statthaft, diese Anteile vergleichend zu werten. Bestimmungsfehler lassen sich durch intensive Einarbeitung weitgehend vermeiden. Durch Doppelbestimmung von Proben ließ sich die gute Reproduzierbarkeit der Resultate bestätigen.

2.4 Bestimmung des Gehaltes an organischen Kohlenstoff und Kalziumkarbonat

Die Gehalte des organischen Kohlenstoffs (TOC) und des Kalziumkarbonates (CaCO_3) im Sediment wurden mit einem LECO CS-125 Gerät bestimmt. Zur Ermittlung des Kalziumkarbonatgehaltes wird im ersten Meßvorgang der Gesamtkohlenstoff bestimmt und im zweiten Schritt der organische Kohlenstoffanteil ermittelt. Zur Vorbereitung der Proben wurden diese in einer Kugelmühle feingemahlen und anschließend bei 40°C getrocknet. Für die Messung wurden 30-50 mg des homogenisierten Sedimentes eingewogen und in dem Hochfrequenz-Induktionsofen verbrannt. Die Verbrennungsgase werden in einer Kohlenstoff-Infrarotmeßzelle gemessen, auf die Probe umgerechnet und in Gewichtsprozent angezeigt. Für den zweiten Meßgang (Bestimmung des TOC) werden die Proben mit 0.25 n Salzsäure versetzt, um das Kalziumkarbonat herauszulösen. Anschließend

wurde die Probe abgedampft und nach der Trocknung gemessen. Für die beiden Meßschritte wurden jeweils Doppelmessungen durchgeführt und deren Mittelwerte für die weitere Berechnung verwandt.

Die Berechnung erfolgte unter Benutzung folgender Formel:

$$IC = TC - TOC \quad (2.1)$$

IC = anorganischer Kohlenstoffanteil (Gew.-%)

TC = Gesamtkohlenstoffanteil (Gew.-%)

TOC = organischer Kohlenstoffanteil (Gew.-%)

Unter der vereinfachten Annahme, daß der gesamte anorganische Kohlenstoff als CaCO_3 gebunden ist, läßt sich der Kalziumkarbonatanteil nach folgender Formel berechnen:

$$\text{CaCO}_3 = IC * 8.33 \quad (2.2)$$

CaCO_3 = Kalziumkarbonatanteil (Gew.-%)

IC = anorganischer Kohlenstoffanteil (Gew.-%)

8.33 = stöchiometrischer Umrechnungsfaktor

MIENERT et al. (1990) und BOHRMANN (1991) bestimmten die Kalziumkarbonatgehalte von GKG 21524-1 und KAL 21524-2, die in dieser Arbeit verwandt werden.

Fehlerbetrachtung

Gerätespezifische Meßfehler sind bei sorgfältiger Handhabung und Kalibrierung des LECO-Gerätes nahezu ausgeschlossen. Meßungenauigkeiten, die durch schlechte Homogenisierung der Proben, besonders bei hohen Anteilen terrigener Komponenten auftreten können, werden durch die maschinelle Pulverisierung fast ausgeschlossen. Die Abweichungen, die bei Doppelmessungen auftraten, betrugen ca. 4 %. Einschränkungen über die Aussagefähigkeit der Ergebnisse des Kalziumkarbonat liegen in der Annahme, daß der anorganische Kohlenstoffanteil vollständig in Form

von Kalziumkarbonat gebunden ist. Der Anteil des lithogenen Kalziumkarbonates der Grobfraction ($> 63 \mu\text{m}$) kann als sehr gering betrachtet werden.

Charakterisierung des organischen Materials

Untersuchungen zur Charakterisierung des organischen Materials wurden am Kern SL 21533-3 durchgeführt. Sediment mit einem ungewöhnlich hohen TOC-Gehalt von 1.5 Gew.-% (durchschnittlich 0.5 Gew.-% im Kern) wurden mit organisch-petrographischen und geochemischen Methoden (Rock-Eval-Pyrolyse, C/N-Bestimmung und mikroskopischen Bestimmungen von Anschliffen des Sedimentes) untersucht. Für die Rock-Eval- und C/N-Bestimmung wurde eine Teilmenge des homogenisierten Probenmaterials (ca. 50 mg) entnommen. Bei der mikroskopischen Betrachtung wurden Sedimentbruchstücke ($< 1 \text{ mm } \varnothing$) im Vakuum in Kunstharz eingegossen und bei 40°C getrocknet. Anschließend wurden sie geschliffen, poliert und unter dem Mikroskop die organischen Komponenten bestimmt.

Die Rock-Eval-Pyrolyse (s. TISSOT & WELTE 1984) dient zur Charakterisierung des organischen Materials und zur Einteilung der Kerogentypen I-IV. Der Kerogentyp kann aus den bei der Pyrolyse gewonnenen Kohlenwasserstoffen (HI-Index) und den T_{max} (Maturitätsparameter) ermittelt werden (s. Kap. 6.2).

Die C/N-Bestimmung gibt das Verhältnis zwischen dem organischen Kohlenstoff und dem Gesamtstickstoff wieder. Diese Methode liefert in Verbindung mit den oben genannten Untersuchungen zusätzliche Informationen zur Charakterisierung des organischen Materials. Nach MÜLLER (1975) und STEIN (1988) deuten niedrige C/N-Verhältnisse ($<< 5$) eher auf marines Material und erhöhte C/N-Verhältnisse, ($>> 10$) eher auf terrigenes Material in Sedimentkernen hin (s. Kap. 6.2).

Die mikroskopische Untersuchung der Anschliffe (WAGNER in Vorb.) ermöglicht eine optische Ansprache der organischen Partikel. Dabei werden die Proben unter Weißauflicht und unter UV-Anregung bei 1000-facher Vergrößerung klassifiziert.

2.5 Karbonatlösung als Indikator der Wassermassenzirkulation

Der biogene Kalziumkarbonatgehalt (CaCO_3) in Tiefseesedimenten liefert Erkenntnisse über paläo-klimatische Änderungen und spielt eine wichtige Rolle im globalen Kohlenstoffkreislauf. Der Transfer von CO_2 zwischen Atmosphäre und Ozean und dessen Einfluß auf den Kalziumkarbonat-Ausgleich während der Glazial- und Interglazialstadien wird u.a. bei BROECKER & PENG (1987) beschrieben.

Der Einfluß von Wassermassen auf die Karbonaterhaltung in einem Meeresgebiet gibt uns Hinweise auf die Zirkulation und die Charakteristik der Wassermasse. Dadurch ergeben sich Rückschlüsse auf die ozeanographischen und klimatischen Verhältnisse während des Ablagerungsintervalls. Fehlendes oder stark angelöstes biogenes Kalziumkarbonat in Tiefseesedimenten erlaubt Hinweise auf korrosive, CO_2 -reiche Bodenwässer. Geringe Lösung deutet auf sauerstoffreiche, gut durchlüftete Wassermassen hin. Diese Erkenntnisse, in Verbindung mit anderen sedimentologischen Parametern ermöglichen es, die paläo-ozeanographisch-klimatischen Bedingungen für einen bestimmten Ablagerungszeitraum zu erklären.

Die Verteilung, Erhaltung und Akkumulation von Kalziumkarbonat auf dem Meeresboden wird durch das Gleichgewicht der biogenen Produktion im Kalziumkarbonat-übersättigten Oberflächenwasser und seiner Lösung im untersättigten Tiefenwasser bestimmt. Faktoren, die den Kalziumkarbonatgehalt im Sediment bestimmen, sind nach VOLAT et al. (1980): die Produktivität des kalkigen, schalenbildenden Planktons und Benthos, der Anteil des sedimentierten nicht-karbonatischen Materials, und die Stärke der Karbonatlösung. Der wichtigste Lösungsmechanismus ist die zunehmende Löslichkeit des Kalzits mit der Wassertiefe. Überlagert wird dieser bathymetrische Effekt durch regionale Erhaltungsmuster, deren Ursache in unterschiedlichen Wassermassenverteilungen und dem Sedimenteintrag zu suchen sind. Für die Bestimmung der Karbonaterhaltung im Sediment sind zwei Bereiche von besonderer Bedeutung. Die Lysokline wird als Bereich beschrieben in dem der Karbonatlösungsgradient sprunghaft ansteigt (BERGER 1975). Zwischen der Lysokline und der von MURRAY & RENARD (1891) gefundenen Kalzit-Kompensations-Tiefe (CCD) tritt mit zunehmender Wassertiefe verstärkt Karbonatlösung auf. Die

CCD ist das Tiefenniveau, in dem die Rate der Kalziumkarbonatlösung der Rate der Kalziumkarbonatablagerung entspricht, d.h. die Anlieferung von kalkigem Material durch die Wassersäule wird durch die Karbonatlösung ausgeglichen, so daß kein Kalziumkarbonat akkumuliert wird (Abb. 6).

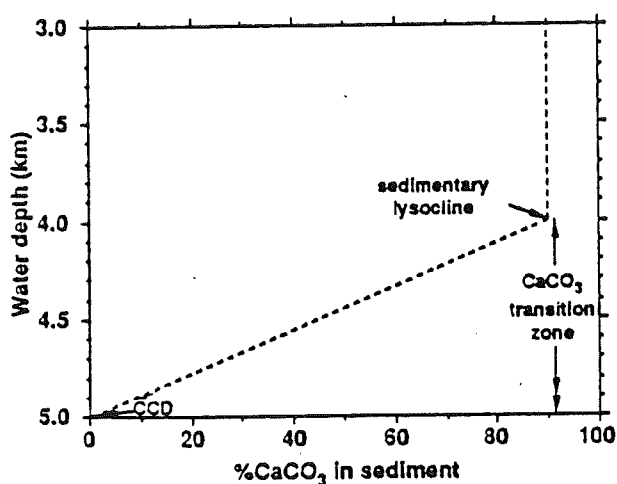


Abb. 6. Schematische Darstellung der Kalziumkarbonat-Übergangszone (aus FARRELL & PRELL 1989). Der Beginn der Zone ist definiert durch die Lysokline (ca. 4000 m Wassertiefe). Die Lysokline wird bestimmt durch eine deutliche Zunahme des Lösungsindex (in diesem Fall eine Abnahme des CaCO₃-Gehaltes) mit zunehmender Wassertiefe. Das Ende der CaCO₃-Übergangszone ist definiert durch die Kalzit-Kompensationstiefe (CCD), wo das Sediment 0 % CaCO₃ enthält.

Die CCD und vor allem die Lysokline unterlagen während der quartären Klimaschwankungen großen Tiefenfluktuationen (BERGER & WINTERER 1974, FARRELL & PRELL 1989). Diese Autoren sehen die Ursache der Tiefenänderungen in: Meeresspiegelschwankungen, allgemeinem und regionalem Nährstoffangebot, vertikaler Vermischung und Austausch oder Abtrennung von Wassermassen sowie geochemischen Änderungen des Tiefenwassers.

Vergleiche von Karbonatlösungsmustern in Sedimentkernen des Atlantiks (z.B. GARDNER 1975, CROWLEY 1983) und des Pazifiks (z.B. LUZ & SHACKLETON 1975, FARRELL & PRELL 1989) lassen zeitlich verschobene, aber auch zeitgleiche Karbonatlösung in den Sedimenten erkennen. Beeinflusst wird die unterschiedliche Karbonaterhaltung bzw. -lösung durch die Bildung von Tiefenwasser oder Entstehung einer Hauptabkühlungsphase mit gleichzeitiger Regression. Aber auch innerhalb der einzelnen

Ozeanbecken können Änderungen der Karbonaterhaltung festgestellt werden. Untersuchungen in der Norwegisch-Grönländischen See zeigen eine plötzliche Änderung der Boden- und Oberflächenwasserzirkulation, die phasenverschoben mit der Hauptänderung der Zirkulation im Nord-Atlantik zusammenfällt (JANSEN & ERLÉNKEUSER 1985). Die Unterschiede in der Karbonaterhaltung können darauf hindeuten, daß die Karbonatlösung abhängig von lokalen Wassermassen ist.

Karbonatlösung planktischer Foraminiferen

Die meisten Methoden, die für Karbonatlösungsstudien von Proben aus niedrigen und mittleren Breiten angewandt werden, können in polaren und subpolaren Sedimenten aufgrund der drastischen klimatisch und ozeanographisch bedingten Sedimentationsveränderungen vom Glazial zum Interglazial nicht angewandt werden. In diesen Gebieten kommt es zu wechselnden Verdünnungseffekten der pelagischen Sedimentation durch karbonatfreie und aufgearbeitete karbonathaltige Schelfsedimente. Folglich kann die von BERGER (1971) aufgestellte Gleichung zur Bestimmung der Karbonatlösung, in einem glaziomarinen Sedimentationsmilieu nicht verwandt werden, da ein konstanter Eintrag von nicht-karbonatischem Material vorausgesetzt wird. Unterschiedliche Lösungsempfindlichkeit von verschiedenen Arten planktischer Foraminiferen wurde häufig in niedrigen Breiten angewandt, um Lösungsraten zu erstellen (z.B. BERGER 1970, THUNNEL 1976, AKSU 1983). In hohen Breiten tritt jedoch nur eine monospezifische Foraminiferenpopulation, gebildet von *N. pachyderma*, in glazialen und interglazialen Sedimenten auf, so daß eine Lösungsempfindlichkeit unterschiedlicher Arten nicht angewandt werden kann.

Im Hinblick auf eine relativ schwach ausgeprägte Lösung konnten Fragmentierungsgrade der planktischen Foraminiferenschalen nicht angewandt werden, da die Fragmentierung nur maximal 10 % erreichte. Daher wurden mit Hilfe des Rasterelektronenmikroskopes Lösungsstrukturen hochauflösend untersucht und die entsprechenden Indizes (s. HENRICH et al. 1989b) bestimmt. Die Unterscheidung der kristallinen und retikulaten Form beruht auf saisonal bedingten Veränderungen der Schalenstruktur, wobei die kristalline Form an Wassermassen angepaßt ist die kälter als

8°C sind (REYNOLDS & THUNNEL 1986). Häufig sind jedoch Übergangstypen zu beobachten, deren älteste Kammern kristallin und deren jüngste Kammern retikulat sind.

Rasterelektronenmikroskopie

Untersuchungen der Karbonatlösung an planktischen Foraminiferenschalen mit Hilfe der Rasterelektronenmikroskopie ergeben Aufschluß über die Bodenwasserbildung und Ausbreitung der Tiefenwasserzirkulation. Diese sensitive Methode ermöglicht eine Aussage über die Bildung und Verbreitung von korrosiven, CO₂-reichen oder jungen, O₂-reichen Bodenwassermassen, die eine unterschiedliche Karbonaterhaltung der kalkigen Organismen bewirken.

Zur Bestimmung der Lösungsindizes mit dem Rasterelektronenmikroskop (REM) wurden ca. 50 planktische Foraminiferen der Art *N. pachyderma* sin. aus einem repräsentativen Probensplit der Fraktion 125-250 µm jeder Probe ausgezählt. Auf einem Objektträger fixierte Exemplare wurden mit Kohle bedampft. Anschließend wurde unter dem REM für jede Foraminiferenschale der Grad der Lösung bestimmt und in einen numerischen Index übertragen. Dann wurde für jede Probe ein gemeinsamer numerischer Lösungsindex berechnet. Diese REM-definierten Lösungsindizes wurden erstmalig von HENRICH (1986) aufgestellt und basieren auf den deutlich sichtbaren Veränderungen der Schalenstruktur von *N. pachyderma* während zunehmender Lösung. Die Übergänge von Glazial- zu Inter-glazialstadien, sowie die Bereiche ober- und unterhalb von Zonen in denen keine Foraminiferen auftraten, wurden besonders untersucht. Für drei Kerne (SL 21533, KAL 21521 und GKG 21524), die vom Yermak-Plateau, Nansen-Becken und dem Nansen-Gakkel-Rücken stammen, wurden Lösungsindizes ermittelt (s. Kap. 6.5). Für die REM-Untersuchungen stand ein CAMSCAN Serie 2 CS 24 zur Verfügung.

Lösungs- index	Unterscheidungsmerkmale der Schalenstruktur mit zunehmender Lösung
D _{0 A, B}	Nichtbeeinflusste retikulata oder kristalline Schalen
D _{1 A}	Beginnende Lösung der retikulaten Schalenstrukturen, verstärkt an den Kammersuturen und Poren. Lösung der inneren Schalenwandung geschieht gleichzeitig
D _{2 A}	Selektives Entfernen von Rücken mit körnigen Kalzitplättchen. Oft in Verbindung mit der Bildung von kleinen oberflächlichen Lösungshohlräumen und Löchern
D _{3 A}	Starke Lösung und beginnende Fragmentierung, häufig bewirkt und verstärkt durch starke Lösung von der inneren Schalenwandung. Starkes Lösungsrelief auf der Schalenoberfläche
D _{1 B}	Beginnende Lösung des groben Rhomboedergefüges mit typischen Flammenstrukturen auf den Kristalloberflächen und bevorzugter Lösung an den Rändern der Kristallflächen. Fortgeschrittene Substadien von D _{1 B} zeigen unregelmäßige Ablösung und Korrosion der Kristalloberflächen
D _{2 B}	Stark korrodierte Rhomboeder verbunden mit Auflösung des dichten Packungsgefüges der Kristalle. Häufig ist dieses Stadium zusätzlich charakterisiert durch tiefe Löcher in den Kammerwänden und/oder dem Zerbrechen schwacher Kammern
D _{3 A}	Relikte von Rhomboederstrukturen mit sehr intensiver Korrosion der Kristalle. Häufig wird das teilweise Fehlen von Kristallen beobachtet
D _{4 A, B}	Endgültiges Korrosionsstadium. Vollständige Auflösung der Schalen in sehr stark korrodierte Fragmente

A - retikulata Form von *N. pachyderma* sin., B - kristalline Form von *N. pachyderma* sin.

Tab. 2. Charakteristische Änderungen der Schalenstruktur von *N. pachyderma* sin. während zunehmender Lösung (REM-definierte Lösungsindizes, nach HENRICH et al. 1989b).

Nach HENRICH (1989) basiert das Erkennen der Lösung auf vier Stadien der Schalenlösung während fortschreitender Karbonatlösung der zwei Morphotypen von *N. pachyderma*. Im einzelnen wird die mikrokristalline Ultrastruktur der retikulaten Form und die grobkristalline Ultrastruktur der kristallinen Form mit ihrer typischen Entwicklung von sekundären Kalzitkrusten unterschieden (für Details der Schalenstruktur und die Art der Kammerbildung s. KENNETT & SRINIVASAN (1980), HENRICH (1986). Die hier verwandten Lösungsstadien sind in Tab. 2 aufgelistet.

HENRICH (1986) stellte fest, daß die Lösungsanfälligkeit von retikulaten und kristallinen Morphotypen nur geringfügig variiert. Aus diesen Ergebnissen konnte für die unterschiedlichen Lösungsstadien angenommen werden, daß sie für retikulate und kristalline Formen gleich sind. Der gemeinsame numerische Lösungsindex wurde nach folgender Formel berechnet:

$$D_{A,B} = \frac{(D_{0A,B} * n_1 + D_{1A,B} * n_2 + D_{2A,B} * n_3 + D_{3A,B} * n_4)}{(n_1 + n_2 + n_3 + n_4)} \quad (2.3)$$

$D_{A,B}$ = Gemeinsamer numerischer Lösungsindex für retikulate (A) und kristalline (B) Morphotypen von *N. pachyderma*

$D_0 \dots D_3$ = Lösungsstadien (0 = nicht gelöst, 3 = stark gelöst)

$n_1 \dots n_4$ = Anzahl der Schalen mit zugehörigem Lösungsindex

Fehlerbetrachtung

Auftretende Fehlerquellen können in der optischen Bestimmung der Lösungsindizes liegen. Sie sind nach einer intensiven Einarbeitung sehr gering. Doppelbestimmungen einer Probe ergab eine Abweichung des gemeinsamen Lösungsindex von 0.2, die als vernachlässigbar betrachtet werden kann. Eine weitere Fehlermöglichkeit bei der Bestimmung des Lösungsstadiums liegt darin, daß viele Schalen einen Übergangstyp zwischen dem retikulaten und kristallinen Morphotyp darstellen. Häufig ist die jüngste Kammer noch retikulat, während die älteren Kammern schon eine kristalline Morphostruktur aufweisen.

2.6 Berechnungsverfahren

Gewichtsprozent

Alle Grobfraktionskomponenten wurden als Kornzahlprozent ausgezählt, wodurch ihre relative Häufigkeit in der ausgezählten Fraktion

125-500 µm darstellt wurde, die abhängig von dem Prozentsatz der Grobfraktion der Gesamtprobe (d.h. vom Sandgehalt) war. Um jedoch Veränderungen der biogenen und terrigenen Grobfraktion mit der Kerntiefe im gleichen Maßstab aufzuzeigen, wurden die Kornzahlprozentage nach folgender Formel in Gewichtsprozent umgerechnet. Dadurch wurden die Kornzahlprozentage auf ein einheitliches Sedimentgewicht bezogen und sind daher miteinander direkt vergleichbar.

$$GW = \frac{KZ * SD}{100} \quad (2.4)$$

GW = Gewichtsprozent

KZ = Kornzahlprozent

SD = Sandgehalt (%)

In Kap. 6.4 wurden die biogenen Komponenten von KAL 21521-15 aufgrund ihrer Aussagefähigkeit und besseren Anschauung nicht als Gewichtsprozent, sondern als Kornzahlprozent dargestellt. Diese von der Norm abweichende Darstellung erfolgte bei Komponenten mit relativ geringen Kornzahlprozenten und Bereichen mit sehr geringen Sandgehalten. Dadurch konnte die relative Häufigkeit dieser Komponente zu den übrigen Partikeln aufgezeigt werden. Die Komponenten der Oberflächenproben wurden ebenfalls als Kornzahlprozent abgebildet, um ihre relative Häufigkeit im Oberflächensediment des östlichen Arktischen Ozean aufzuzeigen.

Akkumulationsraten

Da die Sedimentationsgeschwindigkeiten, die im ersten Schritt als lineare Sedimentationsraten gezeigt werden, nicht den direkten Vergleich zwischen älteren und jüngeren Kernabschnitten erlauben, müssen sie durch Akkumulationsratenberechnungen dargestellt werden. Dabei werden die Trockendichte, die Porosität des Sedimentes und eine Dichtekorrektur von Seewasser in die Berechnung eingehen (VAN ANDEL et al. 1975 a, b, EHRMANN & THIEDE 1985).

Für die Berechnung in dieser Arbeit wurden folgende Gleichungen verwandt:

$$AR_{BULK} = LSR * DBD \quad (2.5)$$

$$DBD = WBD - (D_{KORR.} * POR * 100^{-1}) \quad (2.6)$$

$$AR_{BULK} = \text{Gesamtakkumulationsrate (g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}\text{)}$$

$$LSR = \text{Lineare Sedimentationsrate (cm*ky}^{-1}\text{)}$$

$$DBD = \text{Trockendichte (g*cm}^{-3}\text{)}$$

$$WBD = \text{Naßdichte (g*cm}^{-3}\text{)}$$

$$D_{KORR.} = \text{Dichtekorrektur für Porenwasser (1.025 g*cm}^{-3}\text{)}$$

$$POR = \text{Porosität (Vol.-%)}$$

Die Ermittlung der Porosität erfolgt unter der Annahme, daß der Porenraum vollständig mit Wasser ausgefüllt ist. Die Angaben der Trockendichte sind BOHRMANN (1991) entnommen worden.

Zur Berechnung der Akkumulationsraten der einzelnen Komponenten des Gesamtsedimentes wurde in Anlehnung an EHRMANN & THIEDE (1985) verfahren und folgende Gleichungen benutzt:

$$AR_{CaCO_3} = AR_{BULK} * CaCO_3 * 100^{-1} \quad (2.7)$$

$$AR_{TOC} = AR_{BULK} * TOC * 100^{-1} \quad (2.8)$$

$$AR_{>63\mu m} = AR_{BULK} * >63\mu m * 100^{-1} \quad (2.9)$$

$$AR_{CaCO_3} = \text{Akkumulationsrate von Kalziumkarbonat (g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}\text{)}$$

$$AR_{TOC} = \text{Akkumulationsrate von organischem Kohlenstoff (g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}\text{)}$$

$$AR_{>63\mu m} = \text{Akkumulationsrate der } >63\mu m \text{ Fraktion (g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}\text{)}$$

$$CaCO_3 = \text{Kalziumkarbonat (Gew.-%)}$$

$$TOC = \text{organischer Kohlenstoff (Gew.-%)}$$

$$>63\mu m = \text{Grobfraktionsanteil (Gew.-%)}$$

Bei der Anwendung der Gleichungen gilt als Randbedingung, daß für die verschiedenen Komponenten des Gesamtsedimentes vereinfachend die gleichen Trockendichten angenommen werden.

3 ANALYSEN REZENTER ARKTISCHER OBERFLÄCHENSEDIMENTE

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der sedimentologischen Parameter des Oberflächensedimentes beschrieben und im Zusammenhang mit der rezenten Ozeanographie diskutiert. Ausgehend von der heutigen Sedimentverteilung soll auf die ozeanographisch-klimatischen Bedingungen der Vergangenheit geschlossen werden. Die Prozentangaben der Komponenten erfolgen wie in Kap. 2.6 beschrieben in Kornzahlprozent (Kz.-%).

3.1 Kalziumkarbonatgehalt und organischer Kohlenstoffgehalt

Die Untersuchungsergebnisse der Zusammensetzung der rezenten Oberflächensedimente beruhen auf der Analyse von fünfzehn ungestörten Oberflächenproben aus Großkastengreifern (GKG), die vom Kontinentalhang, aus der Tiefseebene und dem Mittelozeanischen Rücken genommen wurden.

Die Kalziumkarbonatgehalte im Oberflächensediment des Eurasischen Beckens variieren zwischen 0.5 und 18 Gew.-% und sind niedrig im Vergleich zu den Oberflächensedimenten aus der Norwegisch-Grönländischen See (KELLOGG 1980, JANSEN et al. 1983). Allgemein liegen die Karbonatgehalte im Eurasischen Becken unter 10 Gew.-% und sind damit etwas geringer als die Kalziumkarbonatgehalte der Oberflächenproben des Amerasischen Beckens, die zwischen 8 und 29 Gew.-% liegen (DARBY et al. 1989).

Die Kalziumkarbonatverteilung im östlichen Arktischen Ozean wird in Abbildung (7) wiedergegeben. In ihr spiegeln sich die Vorkommen biogener Karbonate, wie Coccolithen und Foraminiferen, aber auch idiomorphen Kalziten und Kalzitbruchstücken unbekannten Ursprungs wider, die in allen Proben entlang des Transekts beobachtet wurden. Das Yermak-Plateau, der nordöstliche Kontinentalhang Grönlands und das Fram-Becken sind durch relativ hohe Kalziumkarbonatwerte charakterisiert (> 7.5 Gew.-%). Der Nansen-Gakkel-Rücken, das Nansen-Becken und der Schelf nördlich Svalbards werden durch Kalziumkarbonatgehalte von 3-7.5 Gew.-% bestimmt. Niedrige Kalziumkarbonatwerte (0-3 Gew.-%) sind charakteristisch für die Sedimente am Kontinentalhang nördlich Svalbards, die tiefsten Bereiche des Rifttales im Nansen-Gakkel-Rücken und eine

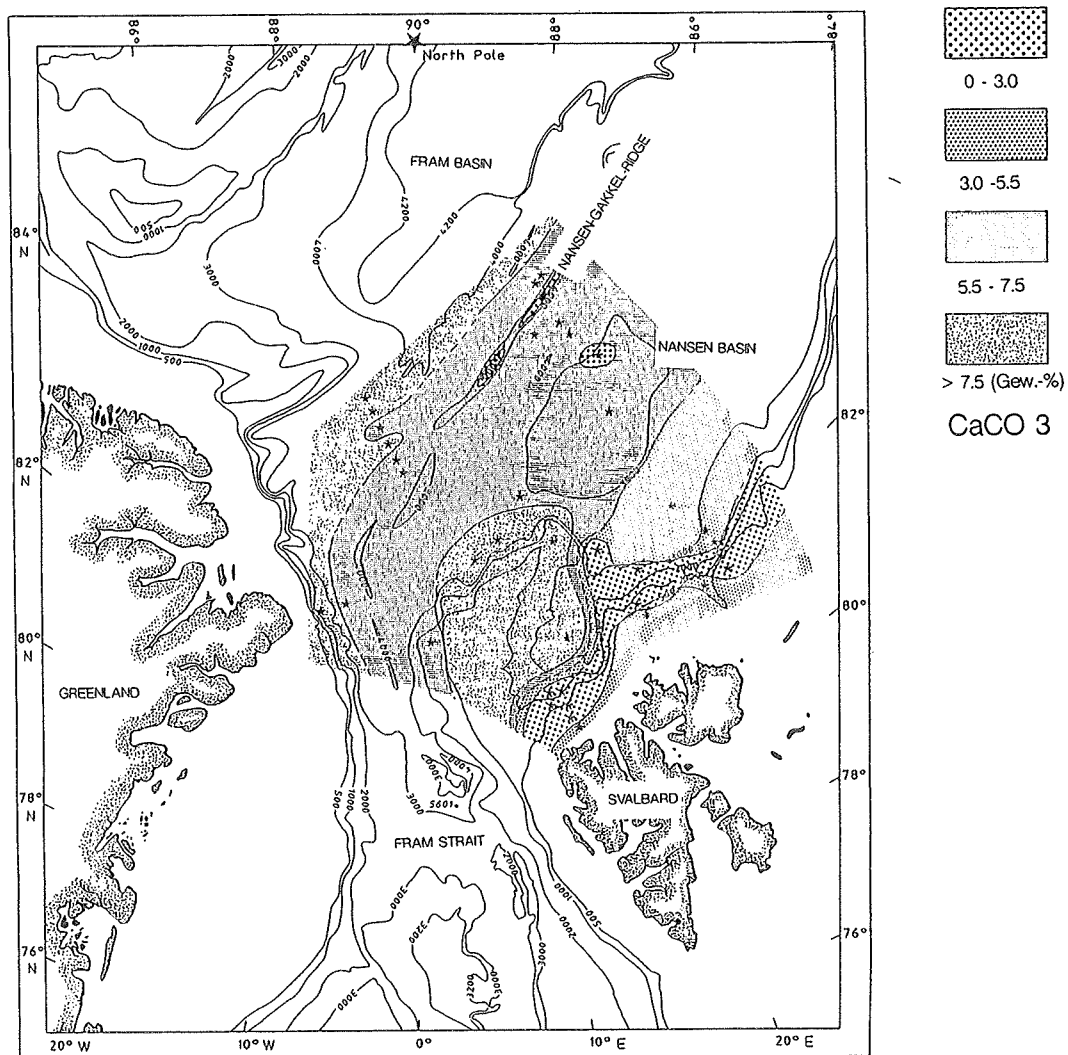


Abb. 7. Rezentcs Verteilungsmuster des Kalziumkarbonatgehaltes in den Oberflächensedimenten des östlichen Arktischen Ozeans. Die Untersuchung basiert auf 39 Oberflächenproben (ergänzt durch Oberflächenproben von SNÅRE (1985) und MARKUSSEN (1986), Kernstationen sind durch Sterne gekennzeichnet).

Probe im nördlichen Nansen-Becken.

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff (TOC) in den rezenten Sedimenten zeigen relativ niedrige Werte (0-0.5 Gew.-% TOC) am grönländischen Kontinentalhang, südöstlich des Morris-Jesup-Plateaus und in Bereichen des südlichen Nansen-Gakkel-Rückens sowie am nordöstlichen Fuß des Yermak-Plateaus (Abb. 8). Mittlere organische Kohlenstoffgehalte (0.5-0.9 Gew.-%) treten im zentralen Fram- und Nansen-Becken, im Bereich des

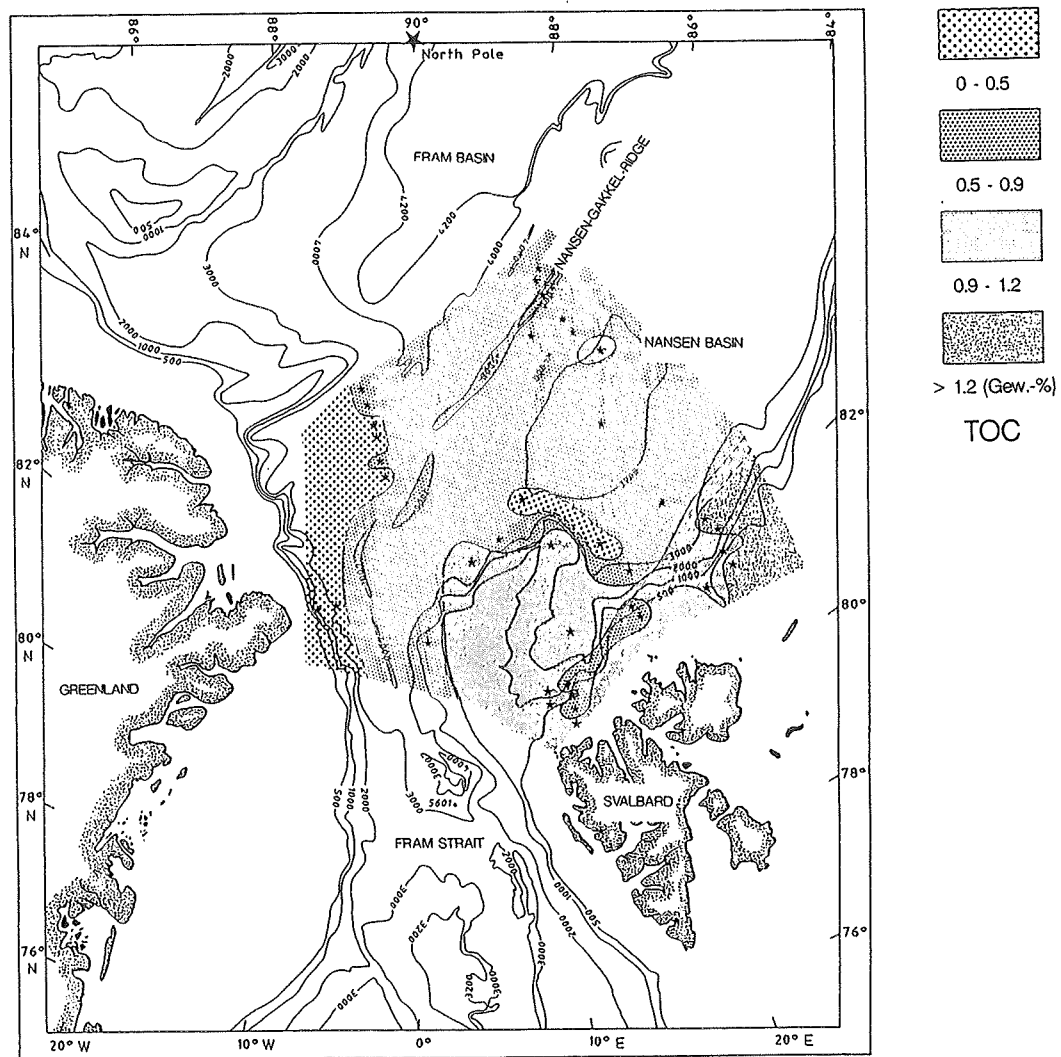


Abb. 8. Rezentcs Verteilungsmuster des organischen Kohlenstoffes in den Oberflächensedimenten des östlichen Arktischen Ozeans. Die Untersuchung basiert auf 39 Oberflächenproben (ergänzt durch Oberflächenproben von SNÅRE (1985) MARKUSSEN (1986), Kernstationen sind durch Sterne gekennzeichnet).

Nansen-Gakkel-Rückens, sowie in einem schmalen Streifen am Kontinentalhang nördlich von Svalbard auf. Hohe organische Kohlenstoffwerte (0.9-1.2 %) wurden in den Sedimenten vom Yermak-Plateau und dem Kontinentalhang nördlich von Svalbard ermittelt. Durch extrem hohe organische Kohlenstoffgehalte (> 1.2 Gew.-%) werden die Sedimente am Kontinentalhang nordöstlich von Nordaustlandet charakterisiert, die sich vom Schelf bis zum Kontinentalfuß erstrecken.

3.2 Verteilung der lithogenen und biogenen Grobfraktion (> 63 µm) im Oberflächensediment

Die Oberflächensedimente bestehen im allgemeinen aus gelbbraunen bis graubraunen, siltigen sandigen Tonen mit einem durchschnittlichen Grobfraktionsgehalt (> 63 µm) von 1-16 Gew.-%. Auf der Sedimentoberfläche konnten entlang des gesamten Transekts durch den östlichen Arktischen Ozean nur sehr wenig "dropstones" beobachtet werden, so daß ein Sedimenttransport durch Eisberge im rezenten Eurasischen Becken nahezu ausgeschlossen werden kann.

In dieser Arbeit können aufgrund unterschiedlicher Grobfraktionszusammensetzungen zwei Gebiete charakterisiert werden: der Kontinentalhang nördlich von Svalbard mit dem Yermak-Plateau und das Nansen-Becken und der Nansen-Gakkel-Rücken. Diese Einteilung wurde bereits von MARKUSSEN (1986) vorgenommen. Der hohe Anteil der lithogenen Partikel der Grobfraktion (> 125 µm) im Bereich des Kontinentalhanges und des Yermak-Plateaus setzt sich aus Quarz (bis 80 Kz.-%), Gesteinsfragmenten (bis 11 Kz.-%) und Glimmer (bis 3 Kz.-%) zusammen. Relativ hohe Anteile der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. werden im Bereich des Tiefseebeckens und des Rückens beobachtet und machen hier ca. 80-90 Kz.-% der Grobfraktion aus. Am Kontinentalfuß erreichen sie Werte von ca. 50 Kz.-%, die am Kontinentalhang auf 1-18 Kz.-% absinken. Die rechtsgedrehte *N. pachyderma*, die als Hinweis für "wärmere" Wassermassen angesehen werden kann, ist nur mit dem geringen Anteil von 2-4 Kz.-% an den planktischen Foraminiferen vertreten. Der prozentuale Anteil benthischer Foraminiferen im Sediment ist relativ gering (0-8 Kz.-%). Ihre größte Häufigkeit erreichen sie im Bereich des Kontinentalhanges und -fusses, wobei hier der Anteil agglutinierender benthischer Foraminiferen bestimmend ist. Kalkige benthische Foraminiferen und Ostracodenschalen treten gelegentlich in der Tiefsee auf, fehlen jedoch am Kontinentalhang. Schwammnadeln sind häufiger im Bereich des Kontinentalhanges (5-20 Kz.-%) als in der Tiefsee (0-3.5 Kz.-%) vertreten. Pteropoden (2 Stück!) konnten nur in zwei Oberflächenproben vom oberen Kontinentalhang festgestellt werden, wobei in der tiefer gelegenen Kernstation nur noch ein Fragment auftrat.

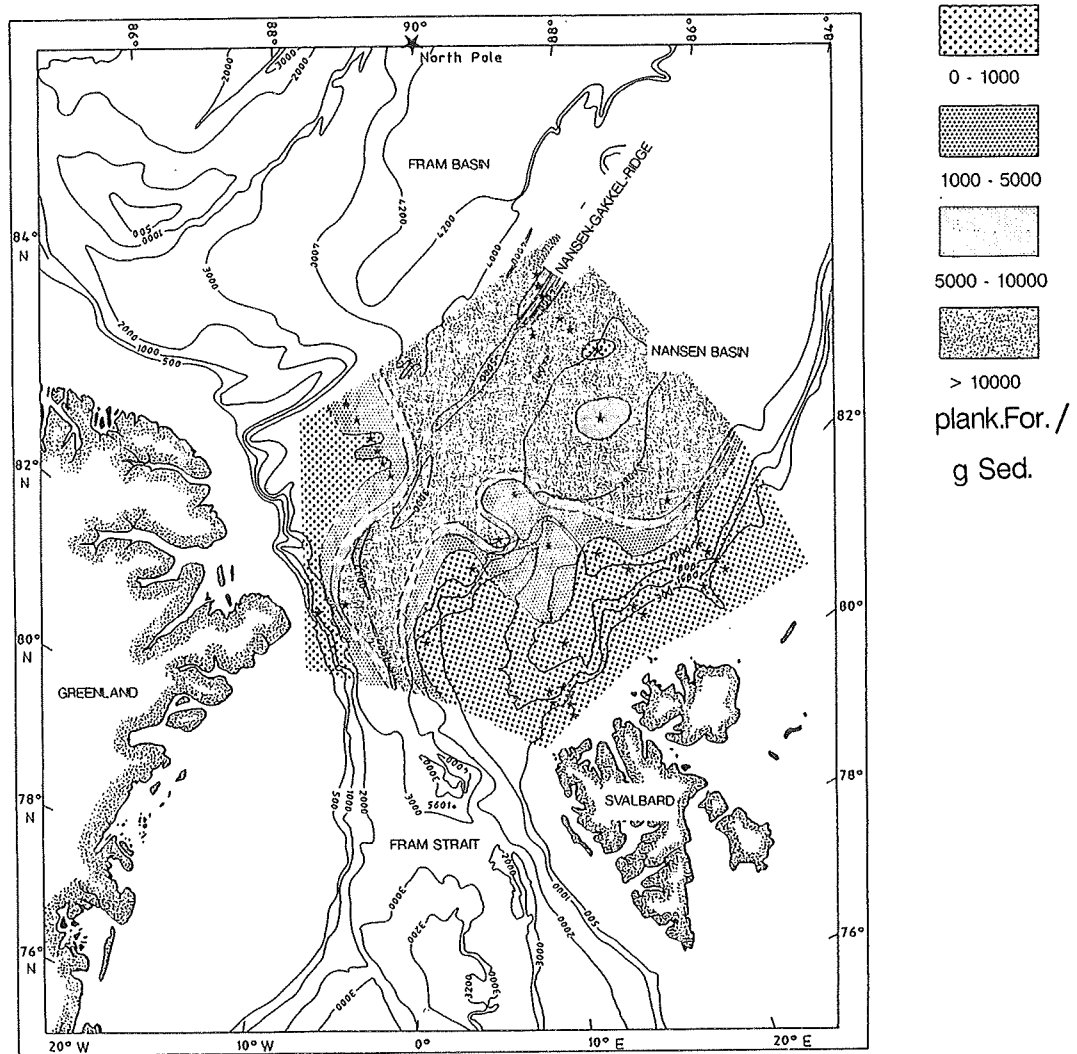


Abb. 9. Rezentcs Verteilungsmuster der Anzahl planktischer Foraminiferen pro Gramm Sediment in den Oberflächensedimenten des östlichen Arktischen Ozeans. Die Untersuchung basiert auf 39 Oberflächenproben (ergänzt durch Oberflächenproben von SNÅRE (1985) und MARKUSSEN (1986), Kernstationen sind durch Sterne gekennzeichnet).

Die großen Unterschiede im Sandgehalt des Oberflächensedimentes am Kontinentalhang (1-1.5 Gew.-%) und in der Tiefsee (5-15 Gew.-%) werden verursacht durch den hohen Anteil planktischer Foraminiferen, die im Tiefseebecken fast die gesamte Sandfraktion bilden. Die Kerne vom Yermak-Plateau liegen im Sandgehalt (5-7 Gew.-%) und in der relativen Häufigkeit der planktischen Foraminiferen (25-60 Kz.-%) zwischen den Anteilen der Kontinentalhangproben und der Tiefseeproben.

Um Rückschlüsse auf den biogenen Karbonatanteil des Sedimentes in Form planktischer Foraminiferen zu erhalten, wurde die Anzahl planktischer Foraminiferen pro Gramm Trockensediment (Abb. 9) ermittelt. Mehr als 10.000 planktische Foraminiferen pro Gramm Trockensediment (plank. For./g Sed.) wurden in den zentralen Bereichen des Nansen- und Fram-Beckens sowie dem Nansen-Gakkel-Rücken beobachtet. Die Kontinentalhänge nördlich Svalbards und nordöstlich Grönlands sowie große Teile des Yermak-Plateau und eine Probe im nördlichen Nansen-Becken zeichnen sich durch geringe Vorkommen aus (0-1000 plank. For./g Sed.). Am Kontinentalfuß und den Randbereichen der Becken, sowie im zentralen Bereich des Nansen-Gakkel-Rückens, wurden Vorkommen von 1000-10.000 plank. For./g Sed. beobachtet.

3.3 Karbonatlösung der Oberflächensedimente

Die Untersuchung der Karbonatlösung der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. wurde am Beispiel von 7 Oberflächenproben durchgeführt (Abb. 10). Die beprobten Oberflächen lagen auf einem Nord-Süd-Transekt im östlichen Arktischen Ozean, beginnend am Kontinentalhang nordöstlich von Svalbard bis zum Nansen-Gakkel-Rücken und zum Yermak-Plateau. Es wurden Oberflächenproben untersucht, die bestimmte Regionen und unterschiedliche Wassertiefen charakterisieren und die Bodenwassermassenverteilung im Arktischen Ozean dokumentieren. Der Kontinentalhang wurde im mittleren (ca. 1400 m Wassertiefe) und im unteren (ca. 2800 m Wassertiefe) zur Bestimmung der Karbonatlösung herangezogen. Die ermittelten Lösungsindizes von 0.85 und 1.1 gehören in den Oberflächensedimenten zu den höheren Werten. Die Proben vom oberen Kontinentalhang wurden aufgrund des Fehlens von planktischen Foraminiferen und der geringen und schlechten Erhaltung von benthischen Foraminiferen als stark gelöst eingestuft. Die Untersuchung aus dem Nansen-Becken weist mit 0.35 den geringsten Lösungsindex aller Oberflächenproben auf. Die Lösungsstudien am Nansen-Gakkel-Rücken wurden im Rifttal (ca. 4700 m Wassertiefe) und auf dem Rücken (ca. 2900 m Wassertiefe) durchgeführt. Die Probe aus dem Rifttal zeigt mit einem Lösungsindex von 1.0 wieder einen relativ hohen Wert, wobei die Rückenprobe mit 0.5 zu den niedri-

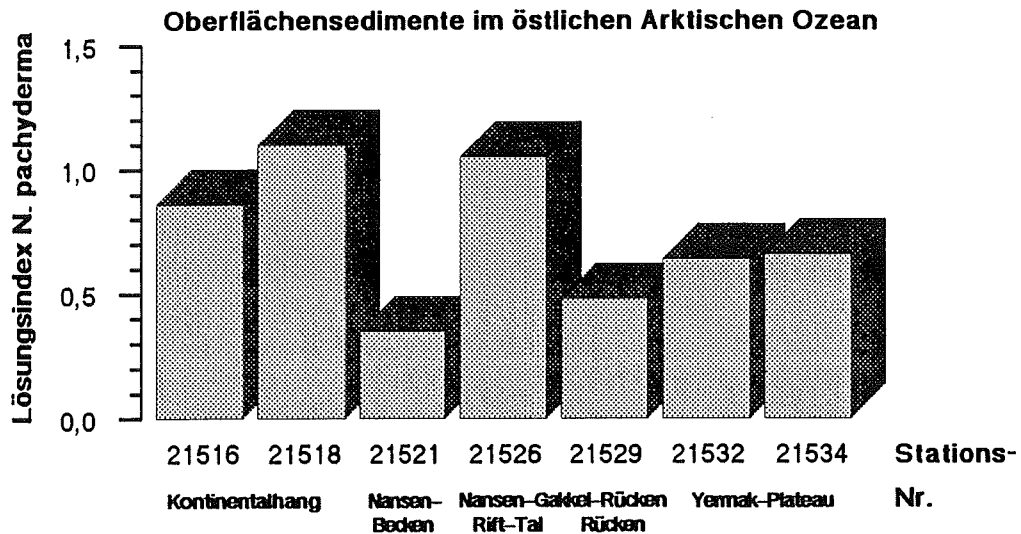


Abb. 10. Karbonatlösung der rezenten Oberflächensedimente entlang eines Süd-Nord Transekts vom Kontinentalhang nördlich von Svalbard bis zum Nansen-Gakkel-Rücken und zum Yermak-Plateau.

gen Lösungsstadien gerechnet werden kann. Lösungsuntersuchungen vom nördlichen (ca. 1400 m Wassertiefe) und südlichen Yermak-Plateau (ca. 2200 m Wassertiefe) weisen relativ geringe Lösungsstadien von 0.65 auf. Allgemein gesehen zeigen die Lösungsstadien im östlichen Arktischen Ozean eine sehr geringe Karbonatlösung an, die jedoch regionale und tiefenabhängige Unterschiede aufweisen.

3.4 Rezent es ozeanographisches Abbild in den Sedimenten

In diesem Kapitel werden die in den vorangegangenen Kapiteln (3.1-3.3) dargestellten Ergebnisse diskutiert und mit dem rezenten ozeanischen Strömungsmuster verglichen.

Die Verteilung der terrigenen Komponenten (Quarz, Gesteinsfragmente, Glimmer) in den Oberflächensedimenten ist deutlich abhängig von der Morphologie. Hohe terrigene Gehalte am Kontinentalhang, die eine abnehmende Tendenz in Richtung des Nansen-Beckens zeigen, werden durch den Sedimenteintrag von den Schelfgebieten nördlich von Svalbard verur-

sacht. Sie sind unter anderem verantwortlich für die geringen Gehalte planktischer Foraminiferen im Sediment, da der verstärkte terrigene Eintrag zu einem Verdünnungseffekt der biogenen Komponenten führt. Im Bereich des Nansen-Gakkel-Rückens besteht die Grobfraktion ($> 63 \mu\text{m}$) überwiegend aus der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin., die auch im Amerasischen Becken die kalkige Fauna repräsentiert (DARBY et al. 1989). Die hohen Anteile planktischer Foraminiferen und das Vorkommen von Coccolithen (BAUMANN 1990) deuten auf eine saisonal aufgelockerte Eisdecke hin.

Hohe Gehalte planktischer Foraminiferen im Sediment des Nansen-Gakkel-Rückens sind durch den verminderten Eintrag von terrigenem Material zu erklären, obwohl nach THIEDE (1988) nur relativ wenig Foraminiferen in der Wassersäule beobachtet werden konnten. Terrigenes Material kann nur durch treibendes Meereis oder Gletscher in den zentralen östlichen Arktischen Ozean transportiert worden und während der sommerlichen Auftauperioden aus dem Eis ausgeschmolzen sein. Das bedeutet, daß rezent relativ wenig terrigenes Material ($> 63 \mu\text{m}$) mit dem Eis transportiert und abgelagert wird, so daß trotz geringer Produktion die planktischen Foraminiferen die dominierenden Grobfraktionskomponenten im Sediment des Nansen-Gakkel-Rückens sind.

Obwohl die höchsten Kalziumkarbonatwerte am grönländischen Kontinentalschelf, am Fuß des Morris-Jesup-Rise (Fram I-Kerne) und auf dem Yermak-Plateau ermittelt werden, sind diese Bereiche durch die geringsten Werte planktischer Foraminiferen gekennzeichnet. Nach DARBY et al. (1989) ist der Hauptanteil der Karbonate im Amerasischen Becken durch Gletschertransport in den Arktischen Ozean eingetragen worden. Kleinere Kalkgesteinsvorkommen existieren auf Ellesmere Island und in Nord-Grönland. Für die erhöhten Karbonatwerte in der Region nordöstlich Grönlands können deshalb die noch heute in den Arktischen Ozean kalbenden Gletscher Grönlands verantwortlich sein, die detritisches Karbonat aufnehmen, das anschließend in den Sedimenten vor der grönländischen Küste abgelagert wird.

Die Erklärung der hohen Kalziumkarbonatwerte auf dem Yermak-Plateau, das ebenfalls durch eine geringe Anzahl kalkiger planktischer und benthischer Foraminiferen charakterisiert wird, scheint anderen Ursprungs zu sein. Von der östlichen Framstraße über das Yermak-Plateau

nach Osten erstreckt sich ein Bereich mit relativ hohen Karbonatwerten, der in Verbindung mit dem Einstrom des Westspitsbergenstromes gebracht werden kann. Verantwortlich für die erhöhten Karbonatwerte scheinen Coccolithen zu sein, die mit dem relativ warmen Westspitsbergenstrom in den Arktischen Ozean eingebracht werden. Aufgrund verstärkter Karbonatlösung im Bereich des Kontinentalhanges ist diese Region durch geringe Mengen planktischer Foraminiferen gekennzeichnet, so daß lösungsresistentere Coccolithen für die erhöhten Karbonatwerte im Sediment verantwortlich sein können. Auch detritisches Karbonat, das jedoch nur sehr selten beobachtet wird, kann in Form von Feinkarbonat ($< 63 \mu\text{m}$) zur Karbonatsedimentation beitragen. Jedoch sind größere Karbonatgesteinsvorkommen auf Svalbard nicht bekannt und ein maßgeblicher Gletscherttransport kann ausgeschlossen werden.

Ein Wechsel von einer kalkigen Fauna in der Tiefsee zu einer agglutinierenden Fauna am Kontinentalhang kann nördlich von Svalbard beobachtet werden. Diese Beobachtungen, die auch schon von AKSU (1983) und MARKUSSEN (1986) aus der Arktis und von KENNETT (1966) und ANDERSON (1975) aus der Antarktis gemacht werden, können durch intensive Lösung nach der Ablagerung erklärt werden. BERGER & WINTERER (1974) zeigen in der Antarktis, daß ein Anstieg der Kalziumkarbonat-Kompensations-Tiefe (CCD) im Bereich des Kontinentalhanges stattfindet, in denen die biogene Produktion erhöht ist. Dies führt zu einer Erhöhung des CO_2 -Gehaltes im Bodenwasser und damit zu einer verstärkten Lösung der kalkigen Organismen. In Verbindung mit Meereisbildung führt eine reduzierte Durchmischung der Wassersäule zur Bildung von korrosivem dichtem Bodenwasser. Nach Untersuchungen in der südwestlichen Barentssee (HALD et al. 1989, STEINSUND et al. subm.) ist die Karbonatlösung in Verbindung mit der Bildung von dichtem Bodenwasser zu sehen. CO_2 -reiches Oberflächenwasser, daß sich gelegentlich unter dem Meereis in arktischen Meeren bilden kann (KELLEY 1970, KELLEY & HOOD 1971) wird während der Bildung dichten Bodenwassers zum Meeresboden transportiert. STEINSUND et al. (subm.) vermuten, daß dieser Prozeß in Verbindung mit niedrigen Temperaturen, hoher Salinität und hoher Sedimentation von organischem Material zur Bildung korrosiven Bodenwassers führen kann. Diese auf den Schelfen gebildeten und als dichte Bodenwasser-Zungen in die Tiefsee reichenden Wassermassen konnten in der Framstraße bis in

mehr als 2000 m Wassertiefe verfolgt werden (Quadfasel et al. 1988). Die starke Lösung im oberen Bereich des Kontinentalhanges nördlich von Svalbard, in der alles kalkige biogene Material gelöst wird, kann durch dichtes, korrosives Bodenwasser erklärt werden. Durch die Verteilung der kalkigen planktischen und agglutinierten benthischen Foraminiferen im östlichen Arktischen Ozean kann aufgezeigt werden, daß die Karbonatlösung nicht nur an die Wassertiefe gebunden ist, sondern hauptsächlich in Verbindung mit bestimmten Wassermassen am Kontinentalhang gesehen werden kann. Vergleichbare Beobachtungen konnten von ANDERSON (1975) in der Weddell See (Antarktis) gemacht werden, dort korreliert die Verteilung kalkiger und agglutinierender Foraminiferen am Kontinentalhang hauptsächlich mit der Bildung und Verbreitung des Antarktischen Bodenwassers.

Im Arktischen Ozean wird mit zunehmender Tiefe und Entfernung vom Kontinentalhang die Karbonatlösung schwächer und die Foraminiferen zeigen nur leichte Lösungsspuren auch in Wassertiefen von mehr als 3700 m. Nur im Rifftal des Nansen-Gakkel-Rückens (4674 m Wassertiefe) wird eine deutlich Zunahme der Lösungsintensität beobachtet, die Rückschlüsse auf die rezente Lage der Lysokline erlaubt. Wegen der überwiegend guten Erhaltung des biogenen Karbonates in den Tiefseebecken des östlichen Arktischen Ozean, und der deutlich schlechteren Erhaltung des kalkigen Planktons im Rifftal, kann die rezente Lysokline dicht oberhalb von 4700 m Wassertiefe angenommen werden. Nur im Rifftal des Nansen-Gakkel-Rückens können entsprechende Tiefen erreicht werden. Nach Extrapolation ihrer Kerndaten legen MORRIS & CLARK (1986) die rezente Lysokline im zentralen Arktischen Ozean in einer Wassertiefe von ca. 4100 m fest, die damit in einem ähnlichen Tiefenniveau verläuft wie im östlichen Arktischen Ozean. Die rezente Lage der CCD kann im östlichen Arktischen Ozean nicht ermittelt werden, da sie unterhalb der tiefsten Probe liegt. Außer am oberen Kontinentalhang enthalten alle Sedimente kalkige Organismen und sind nur durch relativ schwache Lösung charakterisiert.

4 STRATIGRAPHIE

4.1 Absolute und relative Altersdatierungsmethoden an arktischen Sedimente

Die untersuchten Sedimente sind nach verschiedenen absoluten und relativen Altersdatierungsmethoden bestimmt worden. Eine Korrelation der Kerne ist in den Abbildungen (11, 12) zu sehen,

Absolute Datierungen wurden mit $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten (Alpha-Spektrometrie (BOHRMANN 1991), der ^{10}Be -Konzentration (EISENHAUER in Vorb.) und der AMS ^{14}C -Datierung (MIENERT et al. 1990, KÖHLER in Vorb.) durchgeführt.

$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäts-Messungen wurden von BOHRMANN (1991) an dem Sedimentkern KAL 21524-2 (Abb. 13) und 21525-7 vom südlichen Nansen-Gakkelerücken durchgeführt. Die Kerne können deutlich in Bereiche mit hohen Aktivitätswerten in den oberen ca. 70 cm und Bereiche mit niedrigen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitätswerten in den unteren Kernabschnitten eingeteilt werden. Dieses Muster kann nach BOHRMANN (1991) auch in anderen, hier nicht untersuchten Kernen vom Nansen-Gakkelerücken, beobachtet werden. Aufgrund des gemessenen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitätsprofile sind die Sedimentkerne generell nicht älter als max. 250 ka (BOHRMANN mdl. Mitt.). Die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Methode wurde an karbonatarmen Sedimenten angewandt, an denen eine $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie aufgrund fehlender Foraminiferen nicht erstellt werden konnte.

^{10}Be -Konzentrationsmessungen, die von EISENHAUER (in Vorb.) bestimmt wurden, zeigen ein ähnliches Bild wie die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten. Erhöhte Werte treten in Interglazialzeiten auf, geringe Werte sind charakteristisch für Glazialzeiten (BOTZ 1990).

^{14}C -Altersdatierungen wurden mit dem Beschleunigungsmassenspektrometer (AMS) an den GKG 21524-1 (MIENERT et al. 1990), 21527-18, 21528-7, 21529-7 und am SL 21533-3 vorgenommen (KÖHLER in Vorb.)

$\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Datierungen der GKG 21524-1, 21527-18, 21528-7, 21529-7 und dem SL 21533-3 wurden anhand der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. durchgeführt (KÖHLER in Vorb.). Eine kontinuierliche Sauerstoffisotopen-Stratigraphie konnte jedoch im zentralen Eurasischen Becken nicht erstellt werden, da die langen Sedimentkerne

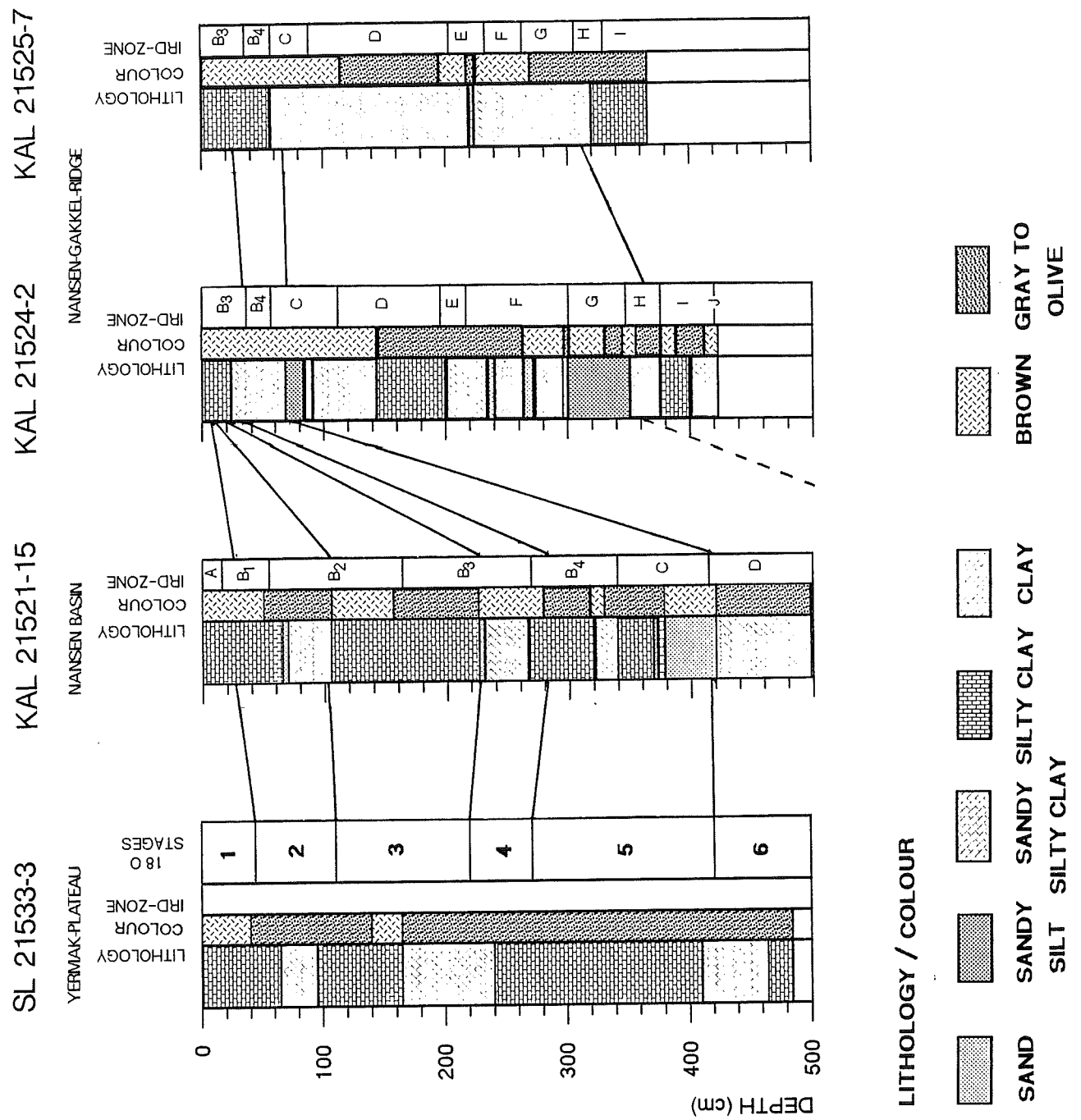


Abb. 11. Stratigraphie und Korrelation langer Sedimentkerne (SL, KAL) entlang eines Transekts vom Yermak-Plateau zum Nansen-Gakkel-Rücken. Dargestellt sind die Lithologie, Sediment-Farbe, IRD-Zonen (nach KUBISCH 1991) und Korrelation der Sauerstoffisotopenstadien (nach KÖHLER in Vorb.) von SL 21533 (Yermak-Plateau)

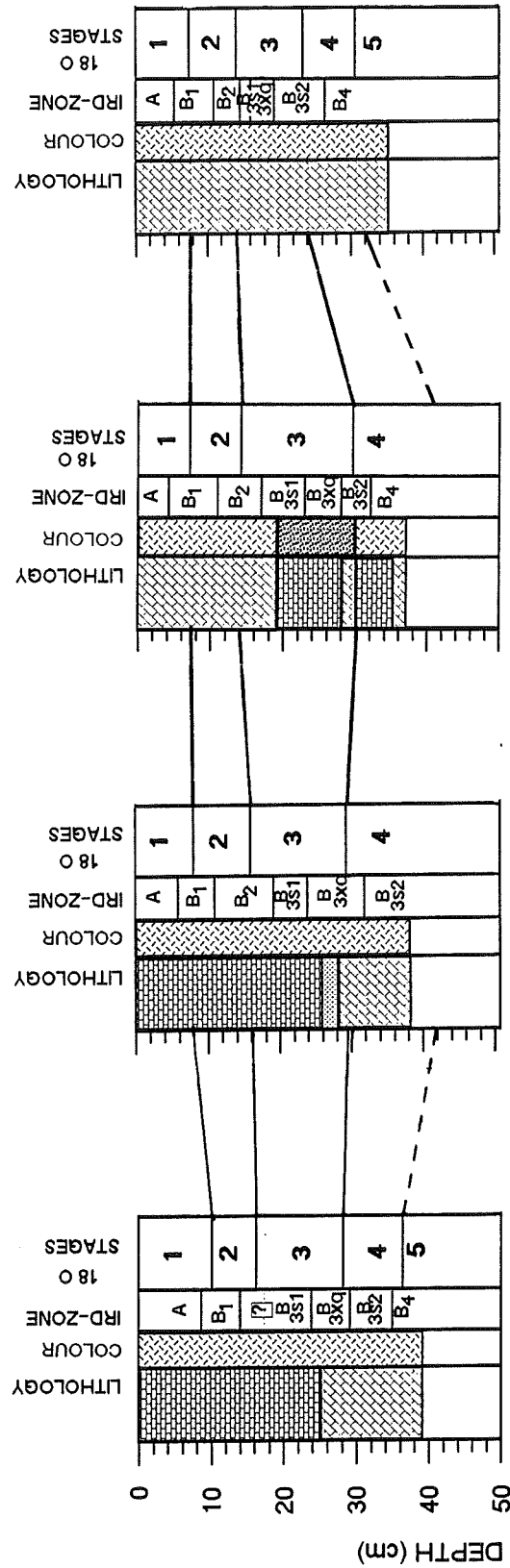
GKG 21529-7

GKG 21528-7

GKG 21527-18

GKG 21524-1

NANSEN-GAKKEL-RIDGE



LITHOLOGY / COLOUR

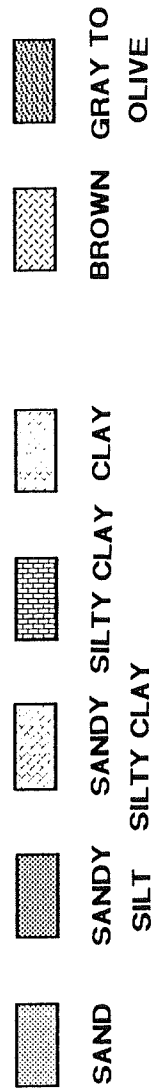


Abb. 12. Stratigraphie und Korrelation kurzer Sedimentkerne (GKG) auf dem Nansen-Gakkeler-Rücken. Dargestellt sind die Lithologie, Sediment-Farbe, IRD-Zonen (nach KUBISCH 1991) und Korrelation der Sauerstoffisotopenstadien (nach KÖHLER in Vorb.).

unterhalb einer Teufe von ca. 80 cm nur noch sporadisch und in zu geringen Mengen planktische Foraminiferen enthalten.

Relative Altersbestimmungen basieren auf biostratigraphischen, paläo-magnetischen und sedimentologischen Einstufungen. Biostratigraphische Bestimmungen mit den Coccolithen *Emiliana huxleyi* konnte im KAL 21521-15 das Sauerstoffisotopenstadium 3 festlegen (BAUMANN 1990). Auch GARD & BACKMAN (1990) können durch das Vorkommen von Coccolithen in der Framstraße (80°N), die Stadien 3 und 5.1 bestätigen. Durch das Auftreten von benthischen Foraminiferen (STRUCK mdl. Mitt.) in KAL 21524-2 und 21525-7 konnten relativ "warme" Zeitabschnitte im vorletzten Glazial (Stadium 6) zwischen ca. 130 und 200 ka identifiziert werden.

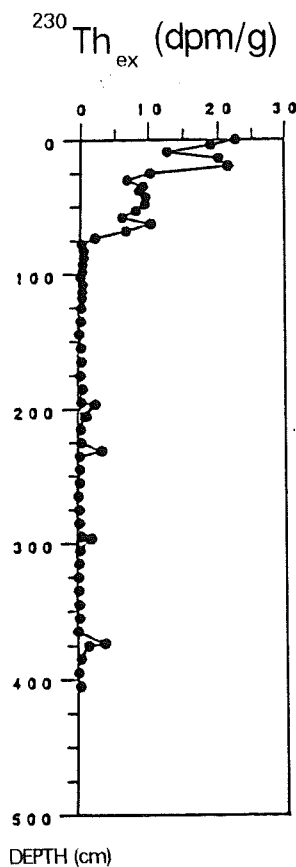


Abb. 13. $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitätsprofil von KAL 21524 vom Nansen-Gakkel-Rücken (aus BÖHRMANN 1991).

Paläo-Magnetik-Untersuchungen (magnetische Suszeptibilität, remanente Magnetisierung) in Verbindung mit einer Nannoplankton-Stratigraphie ermöglichten die Korrelation langer Sedimentkerne vom Yermak-Plateau (SL 21533-3) durch das Nansen-Becken (KAL 21521-15) bis zum Nansen-Gakkel-Rücken (KAL 21524-2, 21525-7) durch Identifikation von geomagnetischen Ereignissen seit ca. 200 ka (NOWACZYK 1990, NOWACZYK & BAUMANN subm.). In keinem der Kerne konnte die Brunhes-Matuyama Grenze (730 ka) erreicht werden.

IRD- Zone	Sand- gehalt [Gew.-%]	Quarz [KZ-%]	Krist. [KZ-%]	klast. Sedim. [KZ-%]	Quarzit [KZ-%]	Kohle [KZ-%]	Schief./ Phyllit [KZ-%]	Kiesel- gestein [KZ-%]	Feldsp. [KZ-%]
A	5-20	10 → 40	5-10	40 → 20					
B ₁	5-20			40-60					
B ₂	5-(40)		10-20						
B ₃₋₁	10			50					
B ₃₋₂	5	30	15	20					
B ₃₋₂	20			40					
B ₄	(20) → 10		10-25						
C	40 → 10	30			10			5	
D	40-20				5	20-40			
E	40 → 15	40			10	10	15-20		10
F	40-60	20-30				40			5
G	20-40	70 → 40				20		10	
H	10 → 40	30 → 70				30	5		10
I	40 → 15	50				10	20		10

*) Der Pfeil (→) gibt den Trend von Zu- oder Abnahme innerhalb einer Zone mit abnehmendem Alter an.

**) Werte in Klammern entsprechen einzelnen Peaks, die aber für eine Zone nicht charakteristisch sind.

Tab. 3. Charakterisierung der IRD-Zonen anhand der relativen Häufigkeiten (Kornzahl-%) einer Komponentengruppe am IRD der Fraktion 500-2000 µm (aus KUBISCH 1991).

Sedimentologische Untersuchungen dieser Arbeit und eine von KUBISCH (1991) aufgestellte Zonierung des eistransportierten Materials (Tab. 3) in Verbindung mit relativen und absoluten Altersdatierungen erlauben eine gute Korrelation der Kerne des östlichen Arktischen Ozean.

Generell waren die stratigraphischen Einstufungen der Sedimentschichten, deren Alter mehr als ca. 130 ka und max. 250 ka beträgt, nur mit der ^{230}Th -Methode und vereinzelt, paläo-magnetisch bestimmten Fixpunkten möglich (KAL 21521-15, 21524-2 und 21525-7).

4.2 Stratigraphische Einordnung der Sedimentkerne des östlichen Arktischen Ozeans anhand von Zeitscheiben

Eine Sauerstoffisotopenstratigraphie im östlichen Arktischen Ozean (s. Kap. 4.1) wurde nur für den Kern vom Yermak-Plateau und für die Großkastengreifer vom Nansen-Gakkel-Rücken (mit Hilfe der AMS ^{14}C -Datierung) erstellt. Für alle übrigen Kerne oder Kernabschnitte wurden die in Kapitel 4.1 beschriebenen stratigraphischen Datierungsmethoden verwandt. Daher erfolgte die Einordnung und Beschreibung der Ergebnisse und der Diskussion der bearbeiteten Sedimentkerne anhand von Zeitscheiben.

Als Zeitmarken nach den Isotopenkurven diene der Beginn der Termination I, der nach BARD et al. (1990) mit ca. 15 ka definiert wird und den Beginn der letzten Deglaziationsphase entspricht. Die zweite Zeitmarke ist mit ca. 60 ka definiert und kennzeichnet ungefähr den Übergang vom letzten Interglazial (Stadium 5) zum Glazial (Stadien 4 - 2). Der dritte Zeitmarker kann mit ca. 130 ka bestimmt werden und kennzeichnet das Ende des vorletzten Glazials (Stadium 6).

Die Festlegung des Zeitmarkers der Termination I stellt einen Wendepunkt in der Entwicklung der Sedimentationsbedingungen dar, die sich auch in den Sauerstoffisotopenkurven widerspiegeln (s. KÖHLER in Vorb.) und daher als sinnvolle Grenze für die Zeitscheibe angesehen werden kann. Die weiteren Grenzen (60 ka und 130 ka) richten sich ebenfalls nach definierten Zeitmarken, die durch Isotopenkurven, ^{230}Th -Datierungen sowie durch Interpolation der Alter zwischen paläomagne-

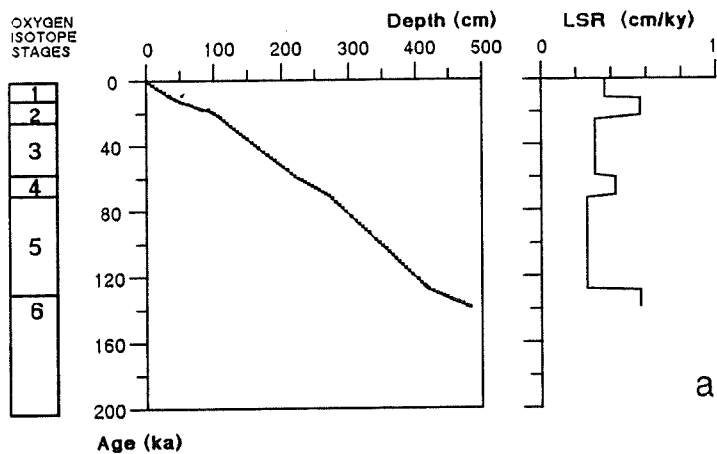
tischen Ereignissen bestimmt werden. Zusätzlich können die Zeitmarken durch sedimentologische Ereignisse in den Kernen korreliert werden, die in allen Kernen des östlichen Arktischen Ozeans charakteristische Merkmale aufweisen (z.B. Akkumulationsraten, Sandgehalte usw.).

5 SEDIMENTATIONS- UND AKKUMULATIONSRATEN

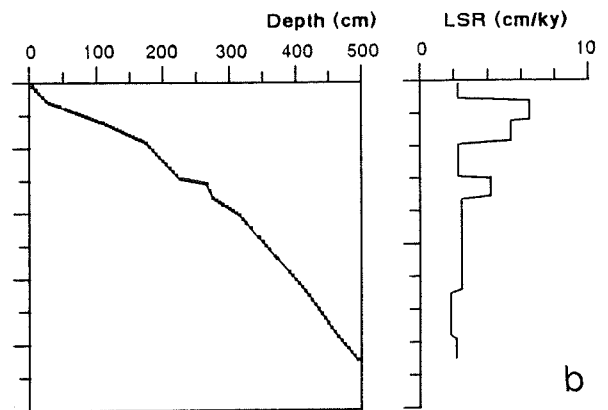
5.1 Lineare Sedimentationsraten

Die linearen Sedimentationsraten und ihre entsprechenden Alters/Tiefen-Modelle für die langen Sedimentkerne sind in den Abbildungen (14 a-d) dargestellt. Zur Bestimmung der Altersfixpunkte wurden die in Kap. 4.1 beschriebenen absoluten und relativen Altersdatierungen verwendet.

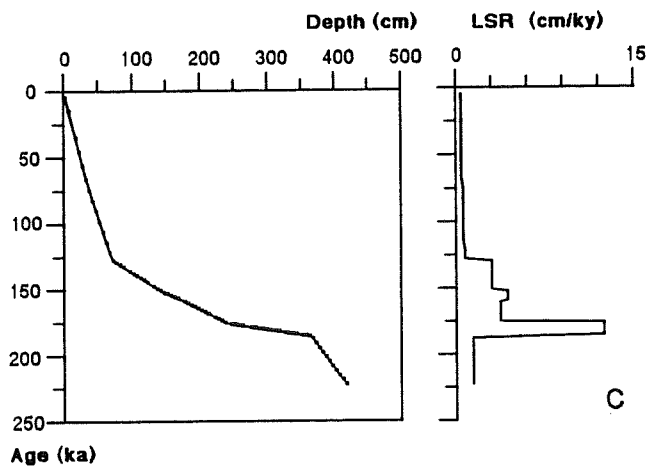
SL 21533-3



KAL 21521-15



KAL 21524-2



KAL 21525-7

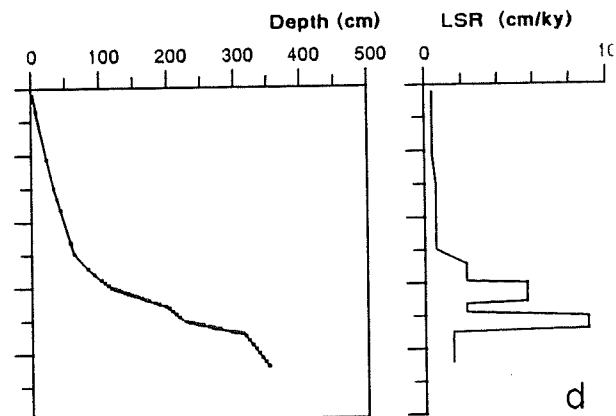


Abb. 14 a-d. Alters/Tiefen-Modell des SL 21533, KAL 21521, 21524, 21525 und daraus resultierende lineare Sedimentationsraten.

Die linearen Sedimentationsraten der KAL bzw. SL zeigen eine deutliche Unterscheidung in "landnahe" Kerne (KAL 21521 und SL 21533) und "landferne" Kerne (KAL 21524, 21525). Die Sedimentkerne vom Yermak-Plateau und dem Nansen-Becken sind durch deutlich höhere Sedimentationsraten von 2 bis 7 cm/ky während des Zeitraumes von ca. 130 ka bis rezent gekennzeichnet. Deutlich niedrigere Sedimentationsraten von ca. 0.5 cm/ky zeigen im gleichen Zeitraum die Kerne vom Nansen-Gakkel-Rücken. Erst im Zeitraum um ca. 180 ka und 160 ka werden sehr hohe Sedimentationsraten von 6 bis 13 cm/ky ermittelt. Die durchschnittlichen Sedimentationsraten in den Kernen des Nansen-Gakkel-Rückens und des Nansen-Beckens betragen 2 bis 3 cm/ky und zeigen vergleichbare Sedimentationsbedingungen an. Deutlich höhere Sedimentationsraten weist der Kern vom Yermak-Plateau ab ca. 130 ka durch seine landnähe auf (5 bis 6 cm/ky).

Die linearen Sedimentationsraten werden am Beispiel zweier GKG (21528, 21529) vom Nansen-Gakkel-Rücken dargestellt und zeigen insgesamt ein sehr einheitliches Bild der Sedimentation während des dokumentierten Zeitraumes (Abb. 15 a,b). Alle Kerne sind durch relativ hohe

GKG 21528 -7

GKG 21529 -7

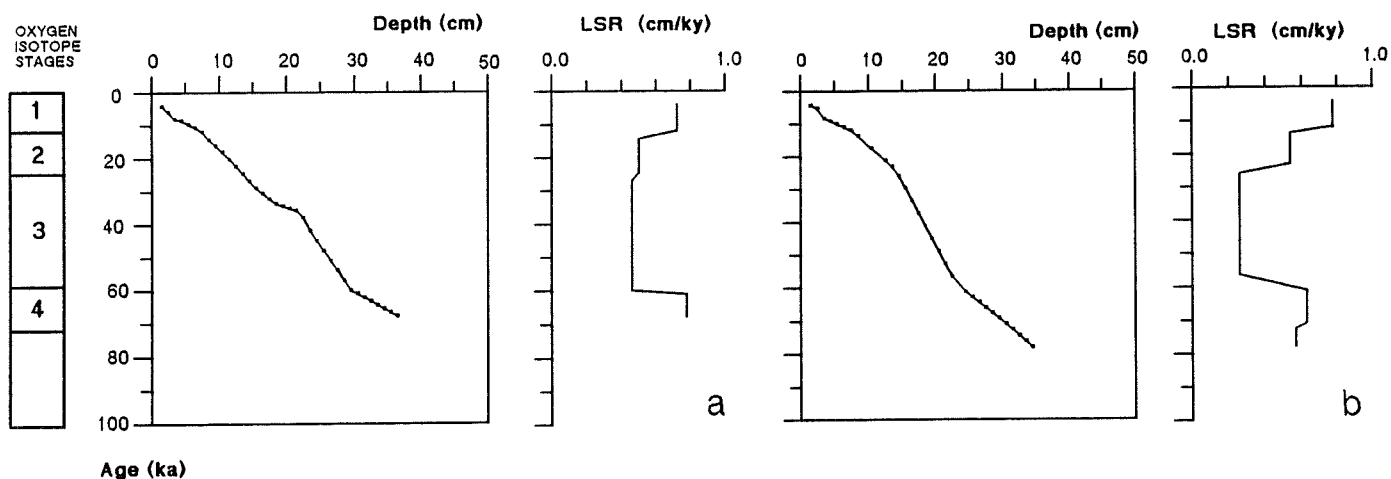


Abb. 15 a-b. Alters/Tiefen-Modell der GKG 21528, 21529 und daraus resultierende lineare Sedimentationsraten.

Sedimentationsraten ab ca. 60 ka (0.7 cm/ky) charakterisiert. Nach einem deutlichen Absinken der Sedimentationsraten zwischen 60 ka und der Termination I (0.2 bis 0.4 cm/ky) steigen sie mit Beginn des letzten Hochglazials (ca. 25 ka) langsam an. Mit Beginn der Termination I erfolgt eine drastische Zunahme der Sedimentationsraten im Holozän auf 0.7 bis 1 cm/ky .

5.2 Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes und der Grobfraktion

Allgemein sind die Akkumulationsraten im Nansen-Becken zwischen 130 ka bis rezent sehr verschieden von denen des Nansen-Gakkel-Rückens. Diese Unterschiede werden durch die geographische Lage der Kerne verursacht und spiegelt den Einfluß der nahen Kontinente auf die Sedimente im Nansen-Becken wider. Im Zeitraum des vorletzten Glazials (älter 130 ka) sind die Akkumulationsraten in beiden Regionen des östlichen Arktischen Ozeans nahezu identisch, mit Ausnahme eines bzw. zweier Maxima zwischen 190-150 ka in den Kernen des Nansen-Gakkel-Rückens.

Die Akkumulationsrate des Gesamtsedimentes des KAL 21521 aus dem zentralen Nansen-Becken (Abb. 16) weist während der Zeiträume 170-85 ka und 59-40 ka relativ niedrige Werte auf. ($4 \text{ g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}$). Höhere Akkumulationsraten $7 \text{ g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}$ werden zwischen 85-71 ka erreicht, mit einem deutlichen AR Bulk Maximum von $27 \text{ g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}$ zwischen 65 und 59 ka. Die Akkumulationsraten der anderen Gesamtsedimentparameter in diesem Zeitabschnitt sind ebenfalls durch ein charakteristisches Maximum geprägt. Zwischen 40-12 ka werden typische AR Bulk-Werte von $10 \text{ g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}$ erreicht. Dieser Trend läßt sich auch in den Akkumulationsraten des Kalziumkarbonates (ca. $1 \text{ g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}$) und des organischen Kohlenstoffes (ca. $0.07 \text{ g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}$) beobachten. Die $> 63 \mu\text{m}$ AR zeigt während des Zeitraumes 168-125 ka annähernd konstante Werte von ca. $1 \text{ g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}$ und kann mit den erhöhten Akkumulationsraten des Nansen-Gakkel-Rückens korreliert werden. Mit Ausnahme einzelner Werte zwischen 60 und 35 ka (0.5 - $1.5 \text{ g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}$) werden erst wieder ab 24 ka stark fluktuierende $> 63 \mu\text{m}$ Akkumulationsraten beobachtet ($2 \text{ g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}$).

Die Akkumulationsraten der Gesamtsedimentparameter auf dem Nansen-Gakkel-Rücken zeigen eine sehr gute Übereinstimmung (Abb. 17, 18).

KAL 21521-15

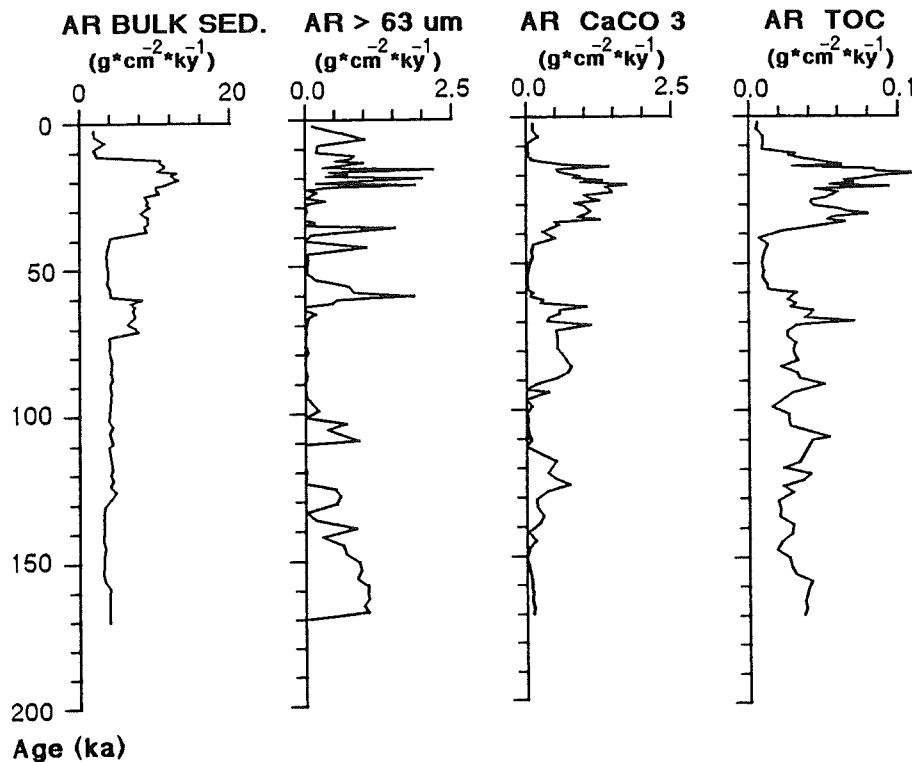


Abb. 16. Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes des KAL 21521.

Während des Zeitraumes 220-190 ka (entspricht jüngerer Hälfte von Isotopenstadium 7) werden Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes von ca. $2 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}$ erreicht. Um ca. 185 ka stiegen die Werte drastisch auf 12 bis $20 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}$ an, dem in KAL 21525 ein zweites Maximum von $8 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}$ folgt. Zwischenzeitlich liegen die Akkumulationsraten in dem Zeitabschnitt von 190-130 ka bei 3 bis $5 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}$ und entsprechen denen des Nansen-Beckens. Ab ca. 130 ka sinken die Werte von ca. 4 auf $0.5 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}$ ab und bleiben bis zum Holozän auf diesen niedrigen Werten. Die Akkumulationsraten $> 63 \mu\text{m}$, $-\text{CaCO}_3$ und $-\text{TOC}$ zeigen einen nahezu gleichen Kurvenverlauf in den überlieferten Sedimenten. Die Akkumulationsraten $> 63 \mu\text{m}$ erreichen Werte von 0.01 bis $0.7 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}$ in den Sedimenten mit einem Alter von 220-190 ka und 130 ka bis rezent. Im Zeitraum 190-175 ka werden Maximalwerte von 5 bis $12 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}$ festgestellt, die mit den erhöhten Gesamtsediment-Akkumulationsraten korreliert werden können. Die Akkumulationsraten des CaCO_3 sind relativ niedrig während des Zeitabschnittes 220-190 ka und 130 ka bis rezent (durchschnittlich $0.01 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}$). Im Zeitraum von ca.

KAL 21524-2

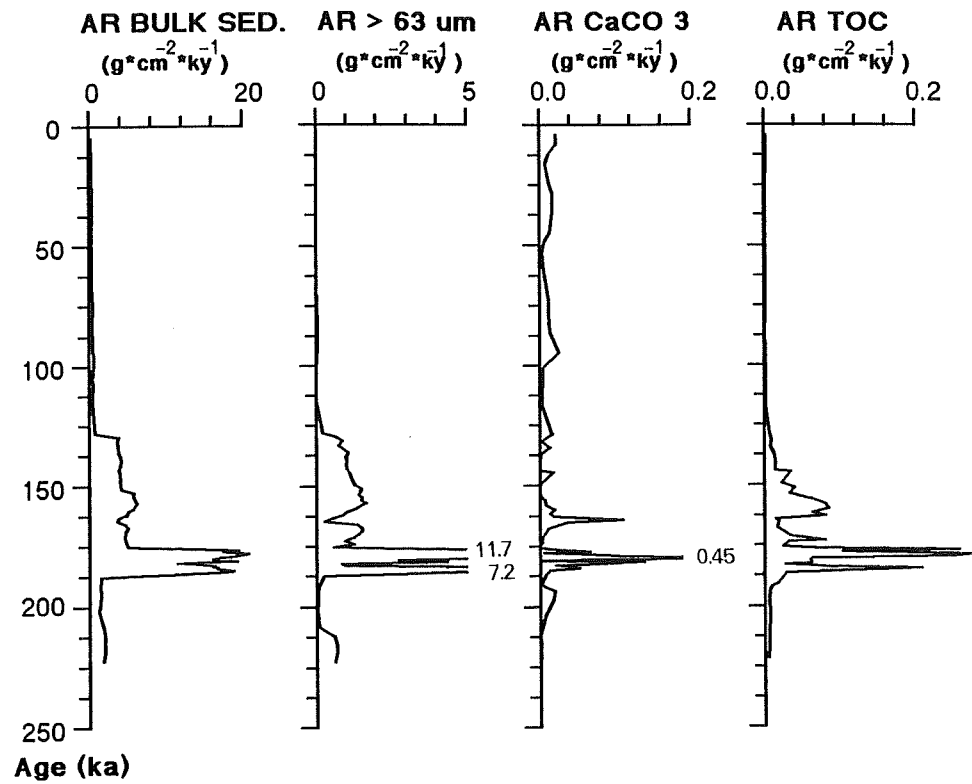


Abb. 17. Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes des KAL 21524.

KAL 21525-7

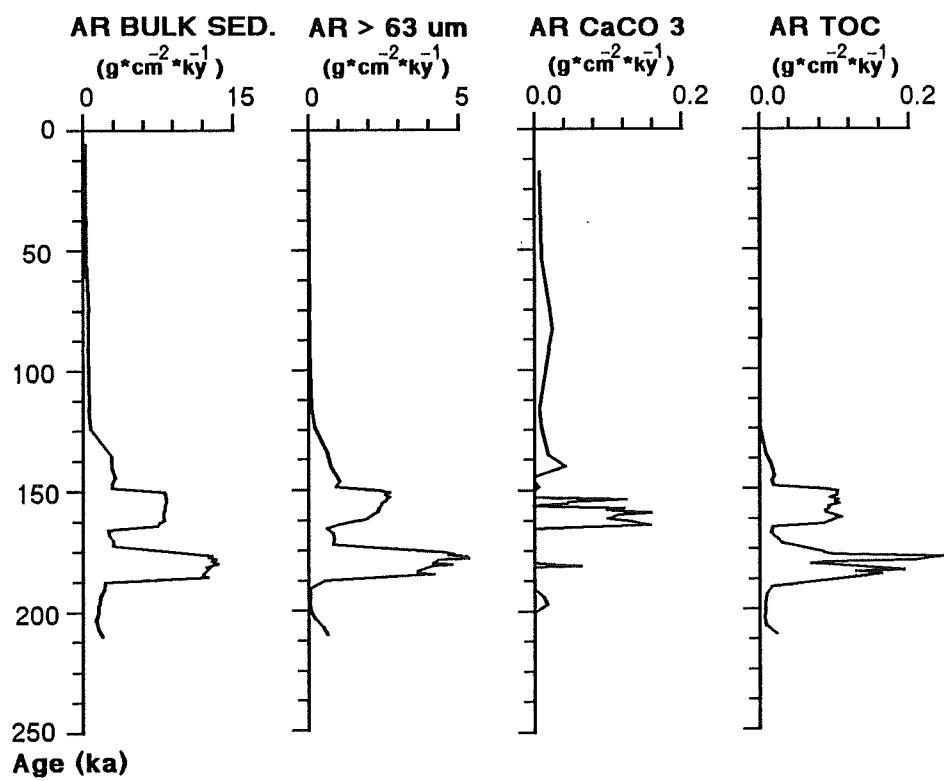


Abb. 18. Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes des KAL 21525.

GKG 21528-7

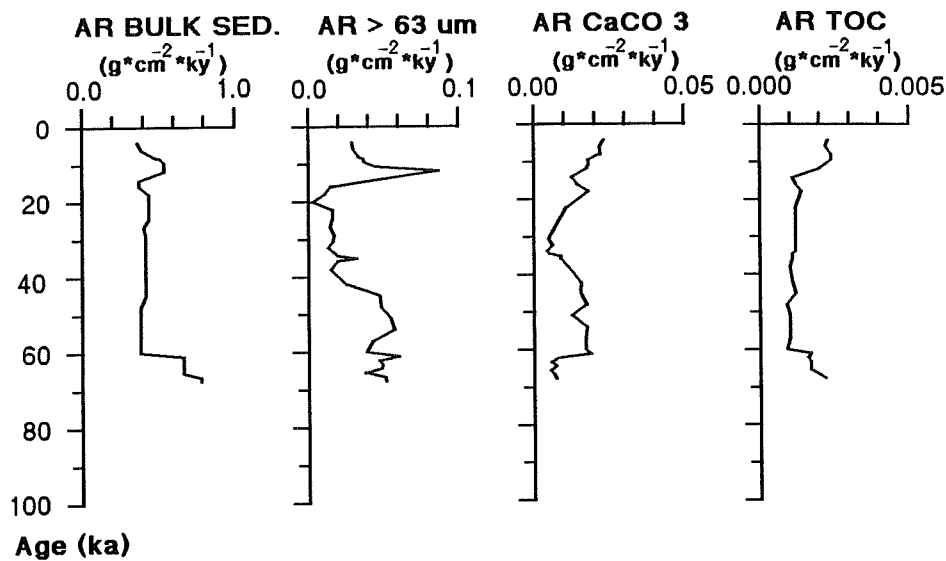


Abb. 19. Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes des GKG 21528.

190-150 ka werden deutlich höhere Werte ermittelt, die maximal $0.45 \text{ g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}$ erreichen können. Die Akkumulationsraten des organischen Kohlenstoffes erreichen zwischen 190 bis 150 ka maximale Werte von $0.24 \text{ g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}$.

Die Akkumulationsraten am Beispiel der GKG (21528, 21529) lösen den Zeitraum von ca. 70 ka bis rezent detailliert auf (Abb. 19, 20). Die Sedimente älter als ca. 60 ka werden durch Gesamtsediment-Akkumulationsraten charakterisiert, die mit 0.5 bis $0.8 \text{ g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}$ höher liegen als während der Zeitscheibe 60 ka bis zur Termination I. Durch leicht ansteigende Werte wird der Beginn des letzten Hochglazials charakterisiert, dem mit Beginn der Termination I deutlich erhöhte Werte folgen (bis zu $1.0 \text{ g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}$). Eine gute Korrelation mit der Gesamtsediment-Akkumulation zeigen die $> 63 \mu\text{m}$ -Akkumulationsraten. Hohe Werte werden allgemein in den Sedimenten ermittelt die älter als ca. 60 ka sind und Werte bis max. $0.1 \text{ g*cm}^{-2}\text{*ky}^{-1}$ zeigen. Insgesamt niedrigere Akkumulationsraten werden zwischen 60 ka und der Termination I ermittelt. Daran anschließend steigen mit Beginn der Temination I die Werte drastisch an. Akkumulationsraten des CaCO_3 erreichen relativ hohe Werte in den Zeitabschnitten älter als 60 ka und mit Beginn der Termination I (max.

GKG 21529-7

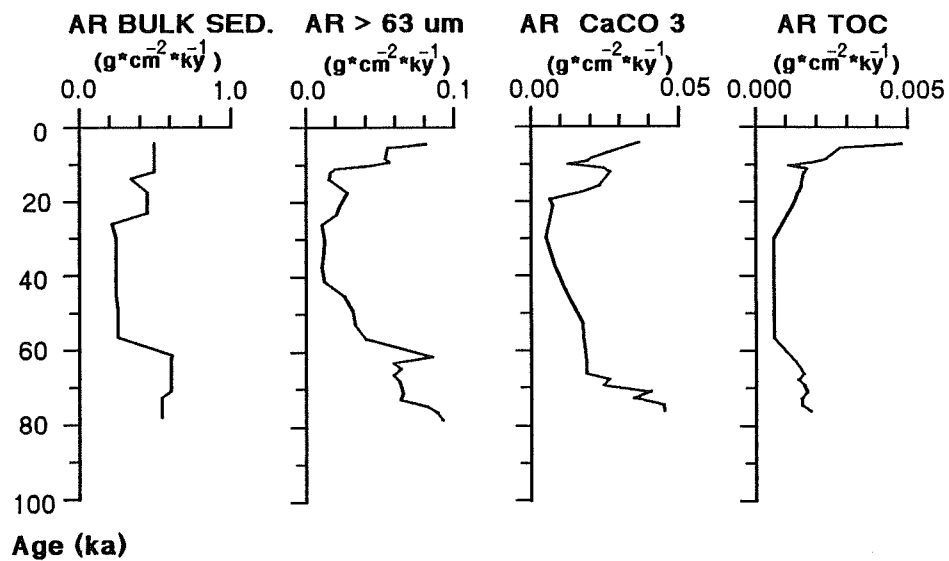


Abb. 20. Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes des GKG 21529.

$0.05 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$). Zwischenzeitlich sind die Kalziumkarbonat-Akkumulationsraten überwiegend sehr niedrig und durch geringe Variationen charakterisiert. Einheitliche Werte können bei den Akkumulationsraten des organischen Kohlenstoffes festgestellt werden, die allgemein bei $0.001 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ liegen und im Holozän bis auf $0.005 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ ansteigen.

6 ERGEBNISSE DER SEDIMENTANALYSE

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Gesamtsedimentparameter und der Komponentenanalyse am Beispiel charakteristischer Sedimentkerne aus den verschiedenen Sedimentationsgebieten dargestellt und verglichen. Dabei werden die Kerne entsprechend ihrer Tiefe und Sedimentalter beschrieben

6.1 Quantitative Darstellung des Kalziumkarbonatgehaltes, des organischen Kohlenstoffgehaltes und der Foraminiferen im Sediment

Die Kalziumkarbonatgehalte (CaCO_3) in den Kernen des Yermak-Plateaus und des Nansen-Beckens werden durch Werte von 0 bis 20 Gew.-% charakterisiert (Abb. 21, 22). Eine Übereinstimmung der CaCO_3 -Kurve zeigen die Kerne vom Yermak-Plateau und aus dem zentralen Nansen-Becken nur mit Beginn der Termination I (0.5 Gew.-% CaCO_3) und mit ansteigenden Kalziumkarbonatwerten während des Holozäns (bis 13 Gew.-%). Die übrigen Zeitabschnitte in den Kernen vom Yermak-Plateau und vom Nansen-Becken sind durch mehr oder weniger starke Variation der Kalziumkarbonatwerte gekennzeichnet, die keine Übereinstimmung erkennen lassen. Der Kern aus dem zentralen Nansen-Becken (KAL 21521) weist einen sehr markanten Wechsel der Minima und Maxima im Kalziumkarbonatgehalt auf. Deutliche CaCO_3 -Minima treten in den Sedimenten auf, die älter als 150 ka sind, zwischen 112 und 95 ka, 60 und 45 ka und während der Termination I und können mit Foraminiferen-freien Zonen korreliert werden. Deutlich erhöhte Kalziumkarbonatwerte treten auf dem Yermak-Plateau nur im mittleren Stadium 5 und 2 auf und korrelieren mit dem Vorkommen kalkiger Foraminiferen. Allgemein zeigen die Kalziumkarbonatgehalte auf dem Nansen-Gakkel-Rücken (Ab. 23, 24, 25) ein relativ einheitliches Bild, welches sich von den Kernen des Yermak-Plateaus und des Nansen-Beckens deutlich unterscheidet. Die Kalziumkarbonatgehalte auf dem Nansen-Gakkel-Rücken sind überwiegend geringer mit maximalen Werten von 9 Gew.-% CaCO_3 . Die Sedimente älter als 130 ka sind durch Werte von 0 bis 4 Gew.-% CaCO_3 gekennzeichnet und zeigen vereinzelte Übereinstimmungen. Der Zeitraum jünger als 130 ka zeigt im CaCO_3 -Gehalt eine relativ gute

SL 21533-3

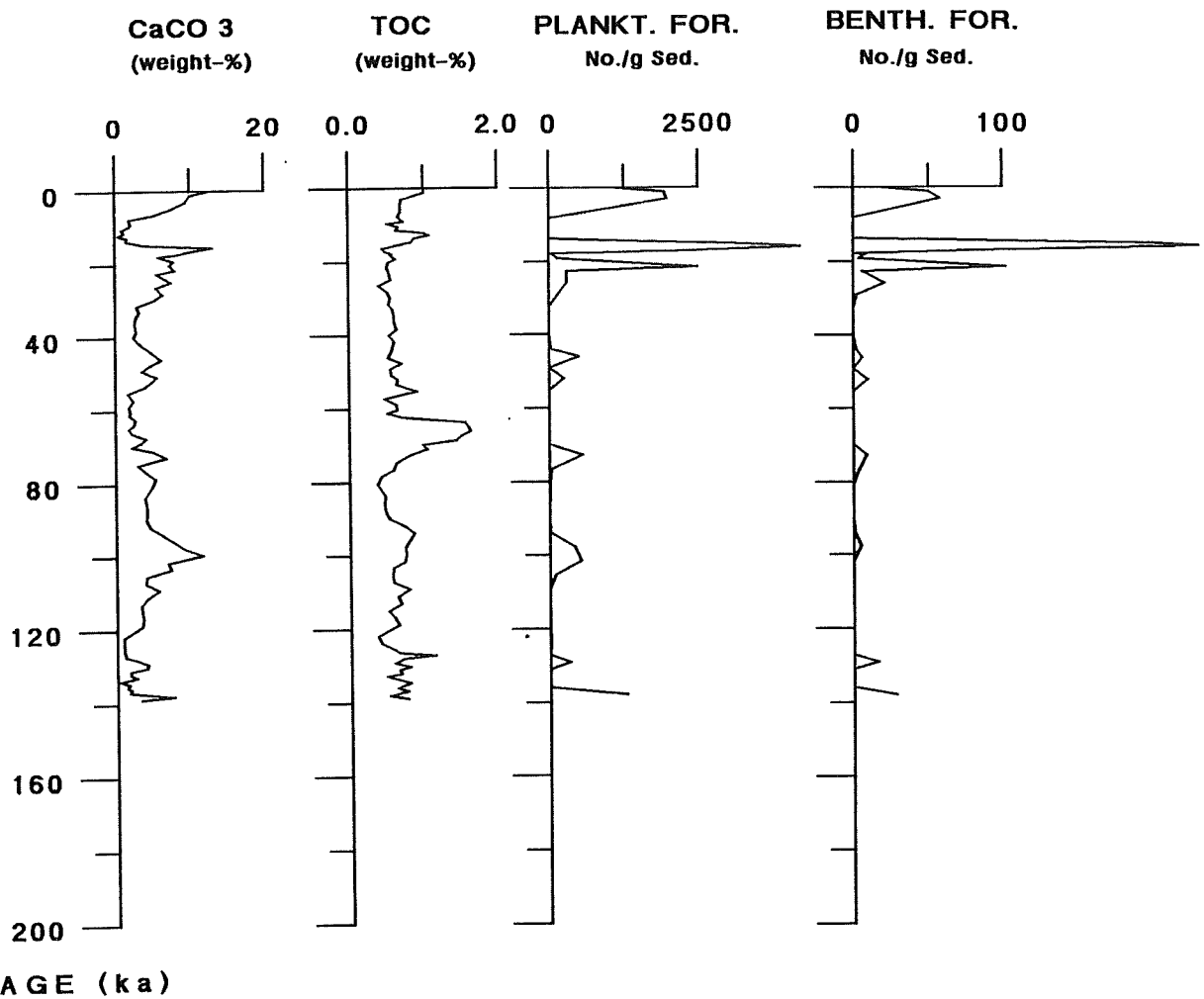


Abb. 21. Gegenüberstellung des Kalziumkarbonatgehaltes und des organischen Kohlenstoffgehaltes mit der Anzahl Foraminiferen pro Gramm Trockensediment des SL 21533.

Korrelation, mit erhöhten Kalziumkarbonatgehalten gegenüber den älteren Sedimenten. Die GKG vom Nansen-Gakkel-Rücken werden durch deutliche Wechsel der CaCO₃-Kurven charakterisiert. Erhöhte Kalziumkarbonatwerte werden in den GKG während der Zeiträume um 70 ka und 60 ka sowie während der Termination I ermittelt (4 bis 8 Gew.-% CaCO₃) und können mit dem verstärkten Vorkommen planktischer und benthischer Foraminiferen korreliert werden. Ein deutlicher Anstieg der CaCO₃-Gehalte kann im Holozän beobachtet werden (bis 9 Gew.-%), mit einem Minimum das in fast

KAL 21521-15

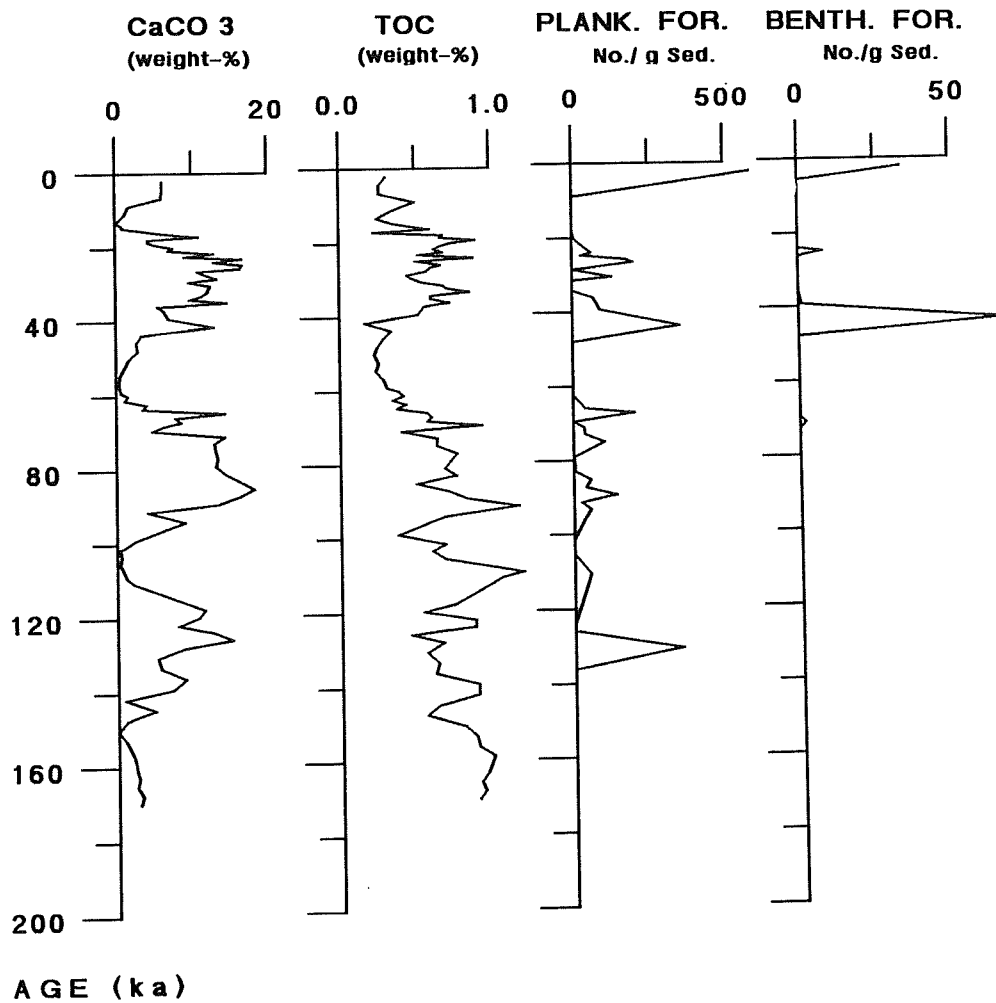
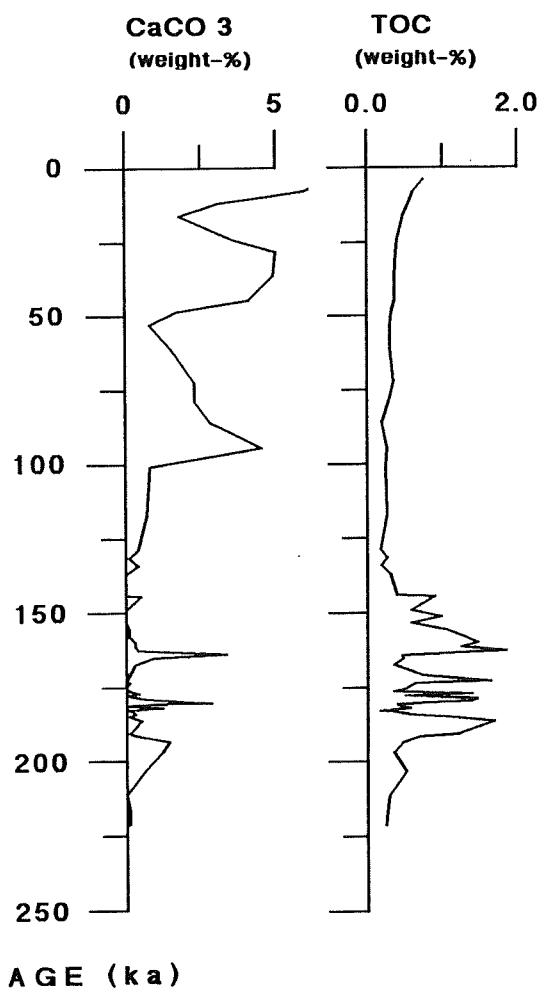


Abb. 22. Gegenüberstellung des Kalziumkarbonatgehaltes und des organischen Kohlenstoffgehaltes mit der Anzahl Foraminiferen pro Gramm Trockensediment des KAL 21521.

allen Kernen vom Nansen-Gakkel-Rücken beobachtet werden kann und mit einem Alter von 11 bis 9 ka datiert wird.

Die organischen Kohlenstoffgehalte (TOC) der Kerne des Nansen-Beckens werden durch relativ hohe TOC-Gehalte charakterisiert, die zwischen 0.4 und 1.8 Gew.-% schwanken. Im KAL 21521 (zentraler Nansen-Becken) folgt die TOC-Kurve weitestgehend der Kalziumkarbonatkurve. Die Sedimente des Yermak-Plateaus (SL 21533) zeigen einen überwiegend ein-

KAL 21524-2



KAL 21525-7

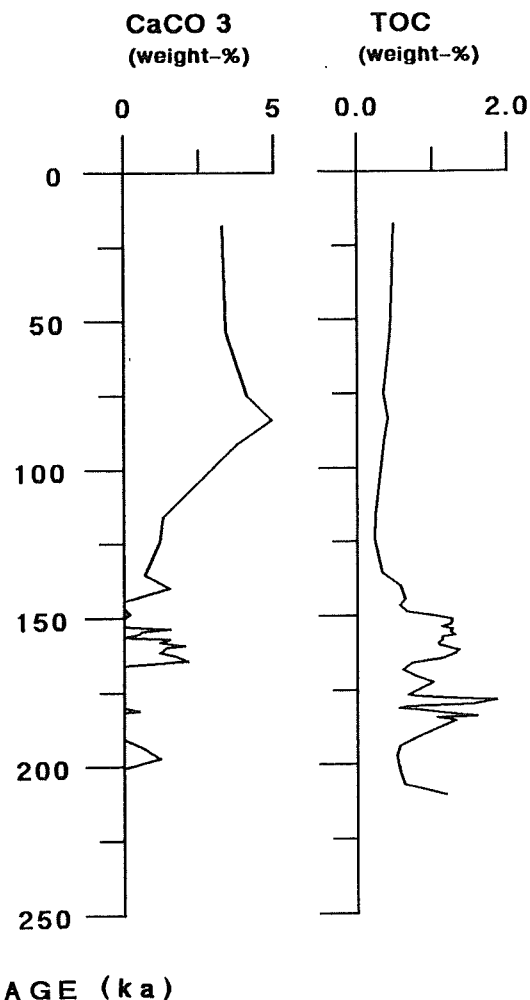


Abb. 23. Darstellung des Kalziumkarbonatgehaltes und des organischen Kohlenstoffgehaltes der KAL 21524 und 21525.

heitlichen Verlauf der TOC-Werte (durchschnittlich 0.8 Gew.-%). Nur im ausgehenden Stadium 5 bis in das Stadium 4 hinein (275-230 cm), kann ein TOC-Maximum von 1.6 Gew.-% beobachtet werden. Auch während der Termination I wurde ein geringeres Maximum von 1.2 Gew.-% TOC festgestellt. Die organischen Kohlenstoffgehalte in den Kernen vom Nansen-Gakkel-Rücken zeigen in den Sedimenten die älter als 130 ka sind eine starke Variation (0.4 bis 1.7 Gew.-% TOC) und können mit dem Vorkommen

GKG 21528-7

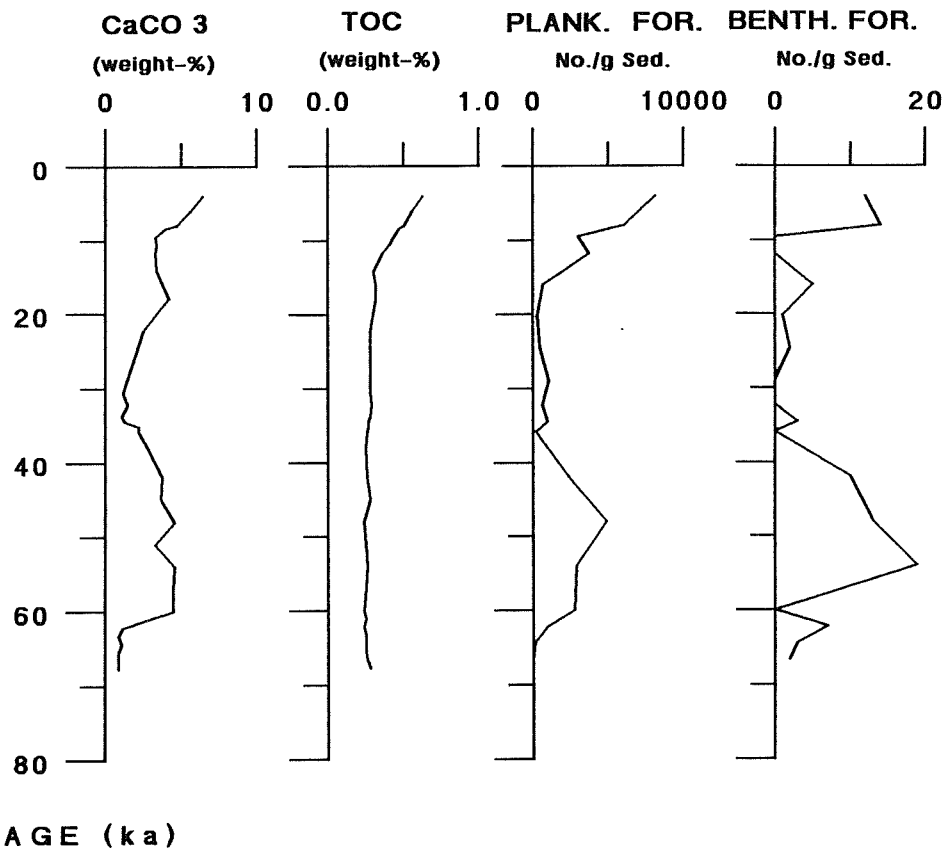


Abb. 24. Gegenüberstellung des Kalziumkarbonatgehaltes und des organischen Kohlenstoffgehaltes mit der Anzahl Foraminiferen pro Gramm Trockensediment des GKG 21528.

von Kohlepartikeln korreliert werden. Die TOC-Gehalte sind während des gesamten Zeitraumes zwischen 130 ka und dem Ende des Hochglazials relativ gering (0.3 Gew.-%). Ein deutlicher Anstieg des organischen Kohlenstoffes kann mit Beginn der Termination I festgestellt werden und erreicht im Holozän Werte von 0.6 bis 1 Gew.-% TOC. Dieser Anstieg im TOC-Gehalt korreliert gut mit dem Anstieg der biogenen Produktion benthischer und planktischer Foraminiferen.

Die Anzahl der planktischen und benthischen Foraminiferen pro Gramm Trockensediment (plank./benth. For./ g Sed.) weisen in den Sedimentkernen des Yermak-Plateaus und des Nansen-Beckens ein zum Teil übereinstimmendes Vorkommen auf. Foraminiferen-freie Bereiche wechseln mit

GKG 21529-7

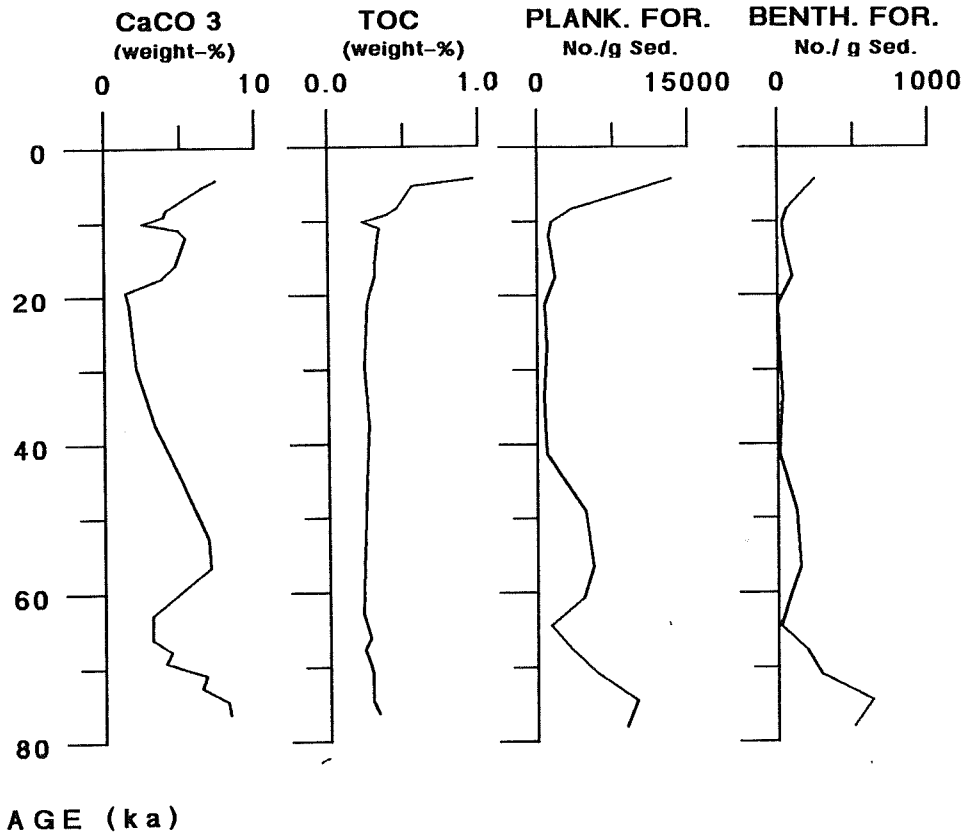


Abb. 25. Gegenüberstellung des Kalziumkarbonatgehaltes und des organischen Kohlenstoffgehaltes mit der Anzahl Foraminiferen pro Gramm Trockensediment des GKG 21529.

dem Vorkommen planktischer und benthischer Foraminiferen. Die älteren Sedimente im Nansen-Becken sind bis ca. 60 ka frei von benthischen Foraminiferen, auf dem Yermak-Plateau treten benthische Foraminiferen zeitgleich mit planktischen Foraminiferen auf. Ein deutlicher Anstieg der Foraminiferengehalte wird auf dem Yermak-Plateau im letzten Hochglazial festgestellt, das im zentralen Nansen-Becken biogen-frei ist. Erst im Holozän wird in beiden Kernen ein deutlicher gleichzeitiger Anstieg der Foraminiferenanzahl beobachtet. Das Auftreten der kalkigen Organismen korreliert mit erhöhten CaCO₃-Gehalten. Die Gehalte planktischer und benthischer Foraminiferen pro Gramm Sediment auf dem Nansen-Gakkel-Rücken zeigen allgemein ein zeitgleiches Vorkommen. Mit

Beginn der Termination I wird ein deutlicher Anstieg der planktischen und benthischen Foraminiferen beobachtet (max. 30000 plankt. For./g Sed. und max. 250 benth. For./g Sed.). Unterschiede im Vorkommen planktischer und benthischer Foraminiferen pro Gramm Sediment im Nansen-Becken und auf dem Nansen-Gakkel-Rücken bestehen in den relativ langen Foraminiferen-freien Zeitabschnitten im Nansen-Becken und Yermak-Plateau und dem nahezu ständigen Vorkommen von Foraminiferen im Bereich des Nansen-Gakkel-Rückens. Allgemein korrelieren die kalkigen biogenen Komponenten mit den CaCO_3 -Kurven im Nansen-Becken, Yermak-Plateau und dem Nansen-Gakkel-Rücken.

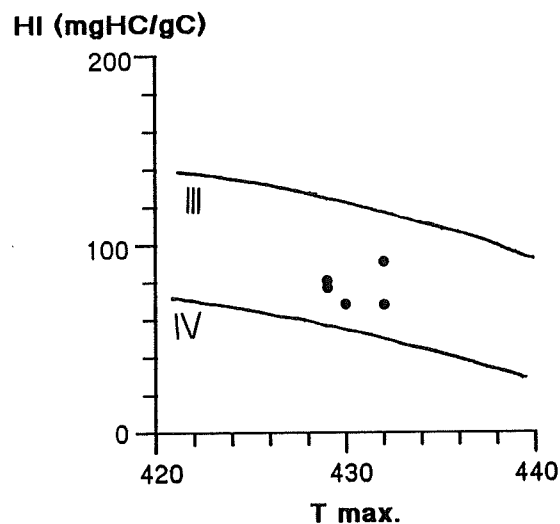


Abb. 26. Kohlenwasserstoffindex (HI) ist gegen Maturitätsparameter (Temperatur_{max}) für TOC-reiches Sediment im Kern SL 21533 (Yermak-Plateau) im Stadium 4 dargestellt. Eingezeichnet sind die Übergänge der Kerogentypen III und IV (terrigenes organisches Material).

6.2 Qualitatives Ergebnis der organisch-petrographischen Untersuchungen am Beispiel eines TOC-Maximums in SL 21533 (Yermak-Plateau)

Das organische Material im TOC-Maximum des Sedimentkernes SL 21533 vom Yermak-Plateau ist charakterisiert durch niedrige Wasserstoffindexwerte (67 bis 100 mg HC/gC; Abb. 26) und niedrige bis mittlere C/N-Verhältnisse (7 bis 14; Abb. 27). Bei dem Material handelt es sich also hauptsächlich um den Kerogentyp III/IV.

Die Abschätzung der relativen Häufigkeit der identifizierbaren Mazerale ergab folgende Verteilung in abnehmender Reihenfolge:

- Am häufigsten treten dunkelgraue bis dunkelbraune Huminite/Vitrinite auf, die häufig starke Zersetzungserscheinungen aufweisen und vereinzelt abgerundet sind. Eine braunrote Farbe deutet bei wenigen Phytoklasten vermutlich auf eine Bitumisierung hin. Die Größe der Komponenten schwanken zwischen 5 und > 50 μm mit einem Häufigkeitsmaximum bei 5-10 μm . Sie bilden die größten Komponenten im Sediment.
- Hellgraue Vitrinite, sind überwiegend < 12 μm und zeigen häufig Zersetzungserscheinungen.
- Liptodetrinite, die als fadenförmige, fluoreszierende Substanzen auftreten, lassen sich jedoch nicht weiter zuordnen. Neben den Liptodetriniten gehören die wenigen erkennbaren größeren Partikel zu den Sporiniten.

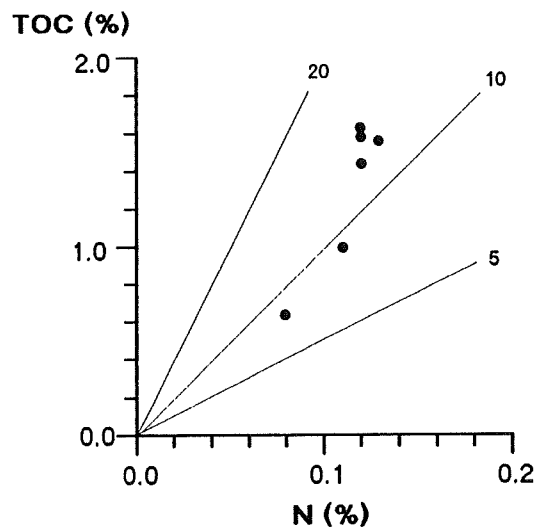


Abb. 27. Charakteristische C/N-Verhältnisse eines TOC-reichen Sedimentes im Kern SL 21533 (Yermak-Plateau) im Stadium 4. Die Werte zeigen eine enge Variationsbreite im Bereich der "terrigenen" Einstufung.

- Kohlebruchstücke mit einer Größe von 10-50 μm , zeigen eine einheitliche Reflexion (Braunkohle), die der helleren Vitrinite entspricht.
- Organisch reiche, aufgearbeitete "Sedimentklasten" mit einer bunt reflektierenden mineralischen Matrix deutet auf einen hohen Tongehalt und hohen Gehalt an fluoreszierenden Partikel hin.
- Eindeutig zu identifizierende Inertinite mit typischen Merkmalen (Bogenstruktur, Farbe) treten nicht auf.

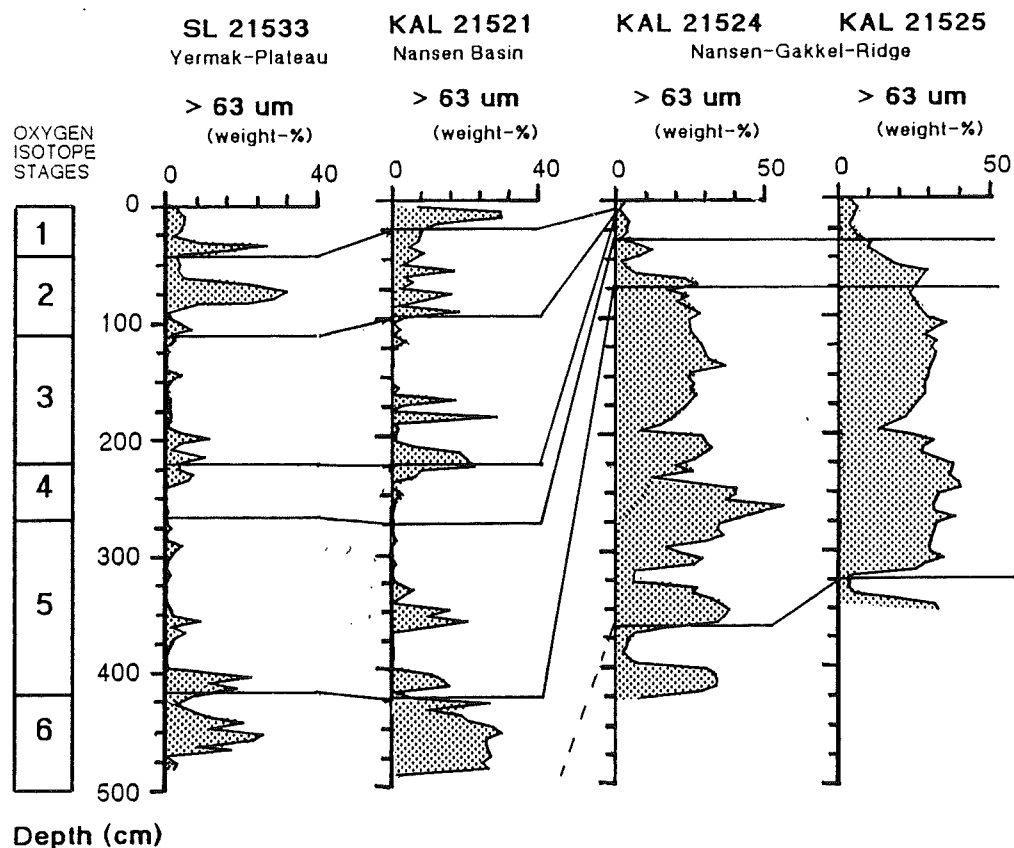


Abb. 28. Grobfraktionsanteile (> 63 μm) der SL und KAL aus dem östlichen Arktischen Ozean und Korrelation der Sauerstoffisotopenstadien (nach KÖHLER in Vorb.) von SL 21533 (Yermak-Plateau).

6.3 Korngrößenverteilung der Grobfraktion (> 63 µm)

Die Darstellung der Sandfraktion (> 63 µm) ist der Abbildung (28) zu entnehmen. Die erste Kolumne stellt die Sauerstoffisotopenstadien des $\delta^{18}\text{O}$ datierten SL 21533 vom Yermak-Plateau dar.

Die > 63 µm-Anteile in den beiden Kernen (SL 21533 und KAL 21521) zeigen einen relativ gleichförmigen, stark wechselnden Kurvenverlauf an. Eine gute Übereinstimmung zeigen auch die Kerne vom Nansen-Gakkelerücken (KAL 21524, 21525) mit einer gut korrelierbaren Sandgehaltskurve im Zeitraum älter als 130 ka, die zwei zeitgleiche Sandgehaltsminima (KAL 21524: 200 cm und 380 cm, KAL 21525: 200 cm und 330 cm) aufzeigen. In beiden Kernen ist ein drastischer Rückgang der Grobfraktionswerte von 30 auf 10 Gew.-% zu verzeichnen. Allgemein schwanken die Sandgehalte zwischen 0 und 30 Gew.-%. Vor allem die Sedimente älter als 130 ka sind in allen Kernen durch relativ hohe Werte gekennzeichnet. Im Übergang zu den Sedimenten die jünger als 130 ka sind, zeigen sie einen deutlichen, gleichzeitigen Rückgang zu allgemein geringeren Grobfraktionsgehalten. Erhöhte Sandgehalte, die sich mit geringen Anteilen abwechseln und gut korrelieren lassen, treten episodisch in den Kernen vom Yermak-Plateau und dem Nansen-Becken auf und dokumentieren einen vergleichbaren Sedimentationsraum. Dieser unterscheidet sich deutlich

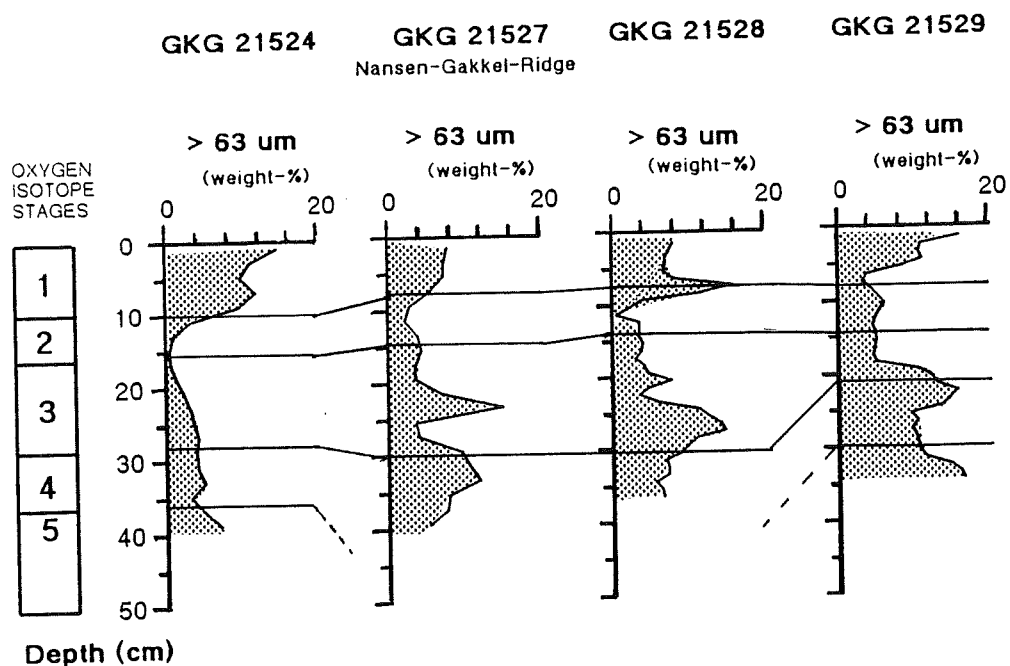


Abb. 29. Grobfraktionsanteile (> 63 µm) in den GKG des Nansen-Gakkelerückens und Korrelation der Sauerstoffisotopenstadien (nach KÖHLER in Vorb.) .

von dem des Nansen-Gakkel-Rückens. Die GKG, die den Zeitraum von ca. 70 ka bis zum Holozän dokumentieren (Abb. 29), sind durch niedrige Sandgehalte gekennzeichnet (2 bis 18 Gew.-%). Die Kerne zeigen charakteristische, überwiegend gut korrelierbare Wechsel der Grobfraktion, mit maximalen Werten von 12 bis 18 Gew.-% > 63 µm. In fast allen Kernen ist ein markanter Sandgehaltsanstieg mit Beginn der Termination I a zu beobachten und ein Rückgang der Kurve zu einem Minimum während der Termination I b. Anschließend ist ein Anstieg der Werte im Holozän zu verzeichnen.

6.4 Qualitative und quantitative biogene und lithogene Partikelzusammensetzung der Grobfraktion (> 63 µm)

Die Variationen der biogenen und lithogenen Partikel der Grobfraktion weisen auf signifikante Änderungen der Sedimentationsverhältnisse auf dem Yermak-Plateau, dem Nansen-Becken und dem Nansen-Gakkel-Rücken hin. Drastische Veränderungen der Partikelzufuhr können sowohl bei den biogenen Komponenten als auch bei den lithogenen Komponenten beobachtet werden (Abb. 30, 31, 32).

Die biogenen Partikel zeigen in den Kernen vom Yermak-Plateau und dem Nansen-Becken ein nahezu zeitlich übereinstimmendes Auftreten. Auf dem Nansen-Gakkel-Rücken ist die Verteilung der biogenen Komponenten, mit Ausnahme einiger Horizonte in den Sedimenten die älter als 130 ka sind, auf den jüngeren Abschnitt begrenzt. Dieses Verteilungsmuster zeigt die unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen im Nansen-Becken und dem Nansen-Gakkel-Rücken auf. Planktische Foraminiferen erreichen im Bereich des Yermak-Plateaus Werte von 1 bis 2 Gew.-% mit einem um den Faktor 10 verringerten Anteil benthischer Foraminiferen. Ein markantes Maximum der biogenen Komponenten kann im letzten Hochglazial festgestellt werden, mit deutlich erhöhten Werte der planktischen (18 Gew.-%) und benthischen Foraminiferen (1.7 Gew.-%). Im Nansen-Becken werden die biogenen Komponenten, wie in Kap. 2.6 beschrieben, als Kornzahlprozent (Kz.-%) dargestellt, und treten mit Unterbrechungen (biogen-freie Horizonte) sporadisch im gesamten Kern auf. Ein ähnlicher Verlauf des Vorkommens biogener Partikel wird auch in den Sedimenten des Yermak-

SL 21533-3

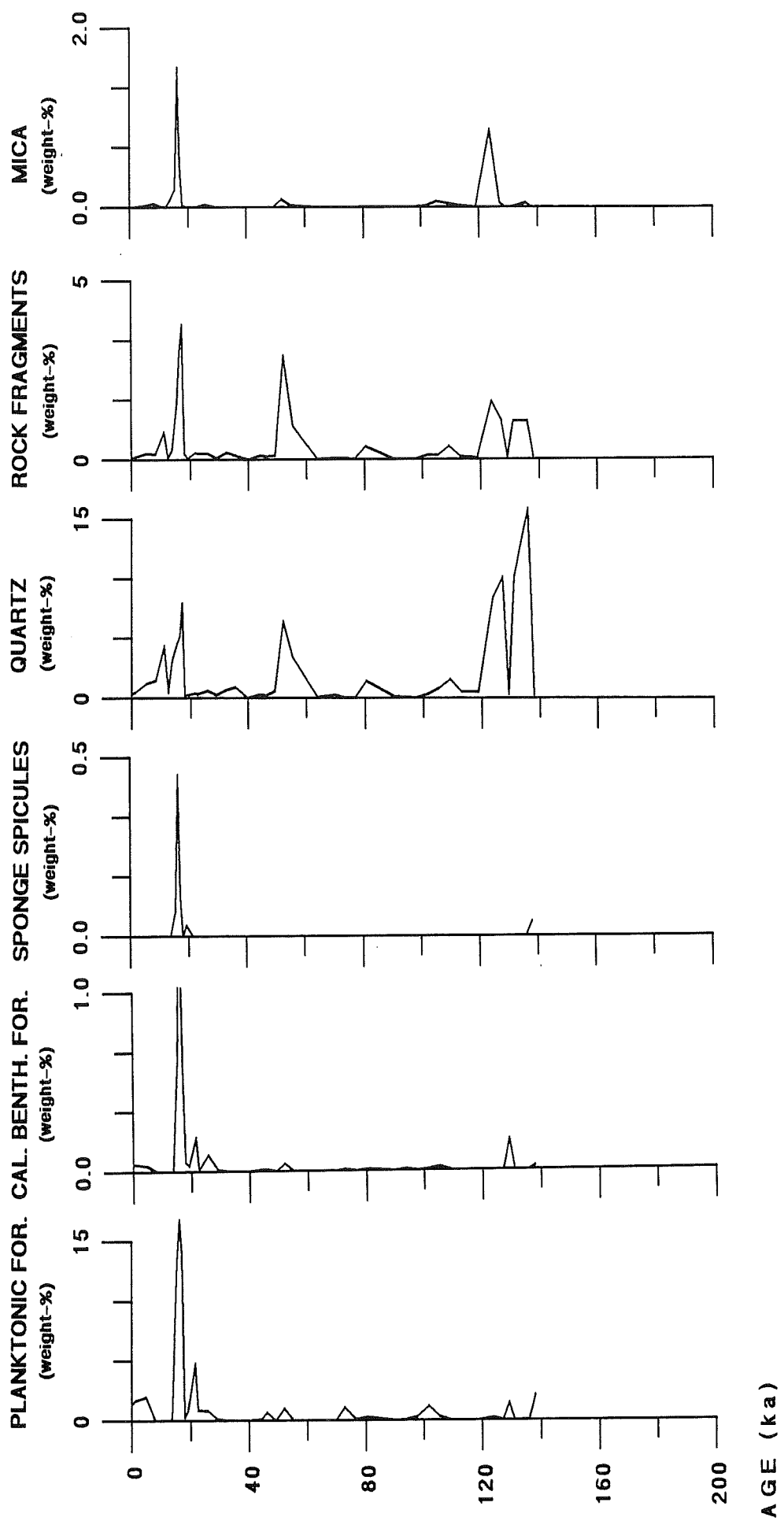


Abb. 30. Qualitative Anteile der biogenen und lithogenen Partikel in der Grobfraktion des SL 21533.

KAL 21521-15

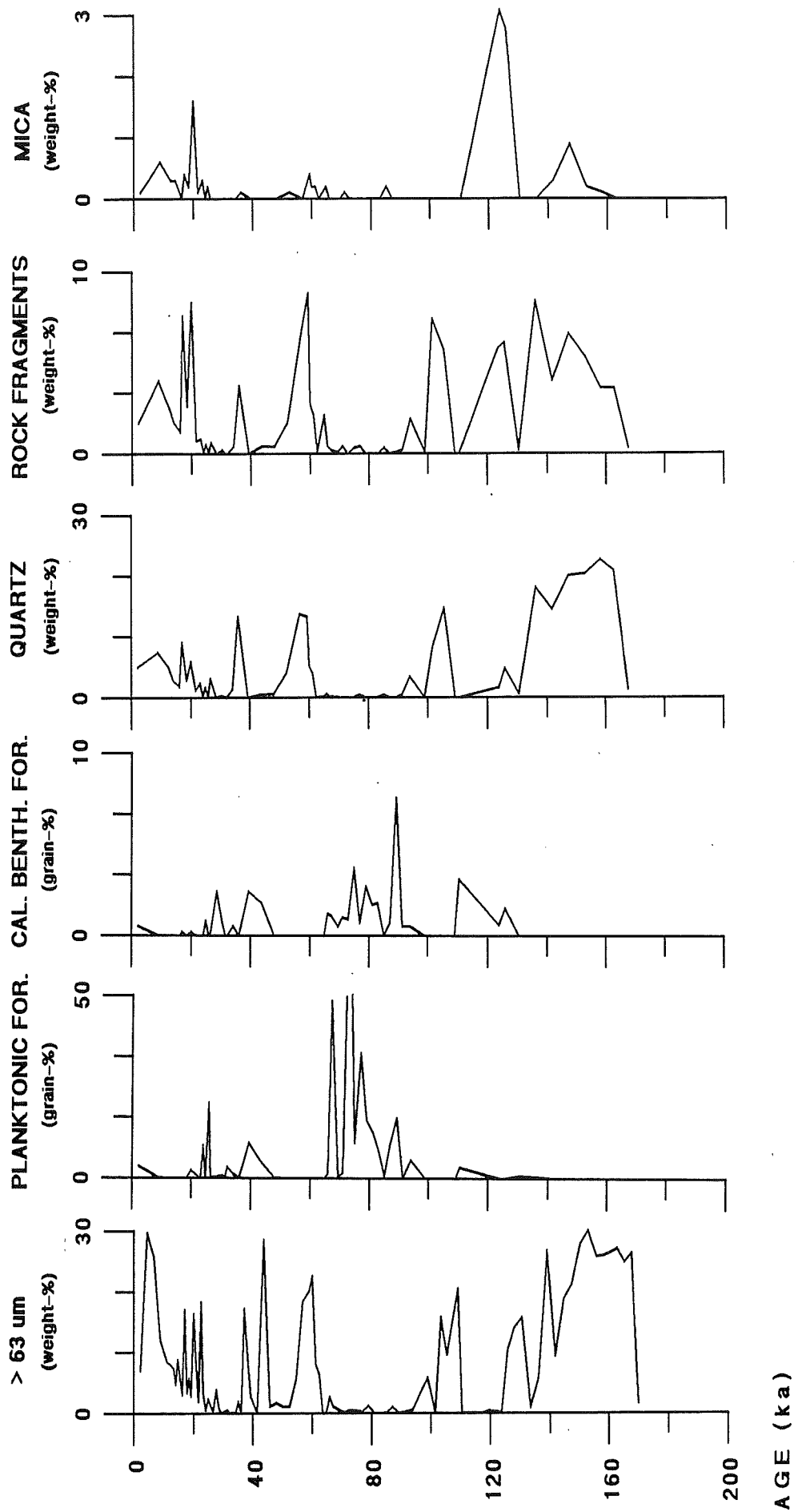


Abb. 31. Qualitative Anteile der biogenen und lithogenen Partikel in der Grobfraktion des KAL 21521. (Die biogenen Partikel wurden als Kornzahl-% dargestellt, s. Kap. 2.6).

KAL 21525-7

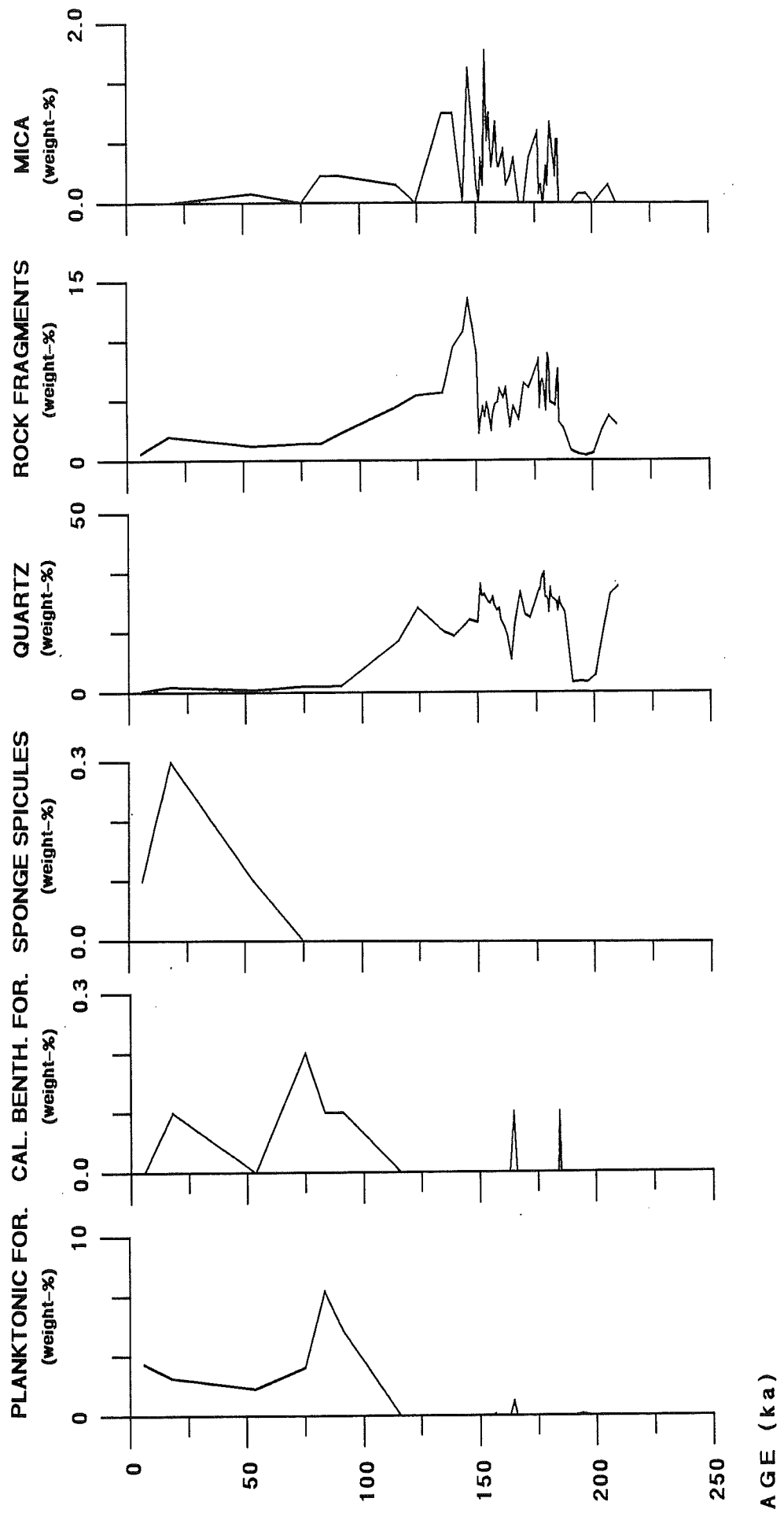


Abb. 32. Qualitative Anteile der biogenen und lithogenen Partikel in der Grobfraktion des KAL 21525.

Plateaus beobachtet. Die Termination I ist in allen Kernen des Yermak-Plateaus und des Nansen-Beckens durch einen Foraminiferen-freien Horizont charakterisiert. Die Verteilung der biogenen Komponenten in den Sedimenten die jünger als 70 ka sind ist im Bereich des Nansen-Gakkelerückens deutlichen Variationen unterworfen, die jedoch z.T. Korrelationen zwischen einzelnen Kernen erlauben und am Beispiel zweier GKG (21528, 21529) dargestellt werden (Abb. 33, 34). Die Sedimente der GKG um ca. 60 ka zeigen allgemein einen Anstieg der planktischen Foraminiferen bis zu 10 Gew.-%, mit einem anschließenden Absinken der Werte bis zum letzten Hochglazial auf 2 Gew.-%. Mit Beginn der Termination I steigen die Anteile der planktischen Foraminiferen drastisch bis auf max. 12 Gew.-% an. In allen GKG, mit Ausnahme von 21529, wird dieser Anstieg im Holozän durch ein kurzzeitiges Abknicken der Kurve bei ca. 8.5 ka unterbrochen. Das Auftreten von Schwammnadeln in den Kernen beginnt im letzten Hochglazial und erreicht, nach einem Absinken der Werte im Übergang zum Holozän seine höchsten Werte (0.1-0.8 Gew.-%). Aufgrund ihrer geringen Anteile in den GKG 21524, 21527 und 21528 sind kalkige benthische Foraminiferen nur bedingt aussagefähig.

Das Vorkommen der lithogenen Komponenten Quarz, Gesteinsfragmente und Glimmer auf dem Yermak-Plateau und dem Nansen-Becken steht in guter Übereinstimmung mit den in Kap. 6.3 beschriebenen Grobfraktionsanteilen > 63 µm. Hohe Gehalte an lithogenen Komponenten (Quarz: 15 bis 25 Gew.-%, Gesteinsfragmente: 2 bis 8 Gew.-%, Glimmer: 1 bis 3 Gew.-%) werden in den Sedimenten beobachtet, die älter als 130 ka sind. Erhöhte terrigene Anteile treten auch um ca. 60 ka, während des letzten Hochglazials und mit Beginn der Termination I auf. Zwischenzeitlich können ebenfalls vereinzelte Maxima in den Sedimenten beobachtet werden. Die terrigenen Komponenten in den Sedimenten älter als 130 ka dokumentieren einen drastischen Wechsel der Sedimentation, in dem Quarz und Gesteinsfragmente 25 bzw. 6 Gew.-% erreichen. Die Sedimente jünger als 130 ka sind durch den deutlichen Rückgang dieser Komponenten auf 2 bzw. 1 Gew.-% gekennzeichnet. Die terrigenen Komponenten der GKG, die den Zeitraum von ca. 70 ka bis rezent dokumentieren, zeigen deutliche Veränderungen der Sedimentation an, wobei Quarz, Gesteinsfragmente und Glimmer eine gute Korrelation aufweisen. Allgemein weisen die GKG bis in das Holozän einen kontinuierlich abnehmenden Trend der terrigenen

GKG 21528-7

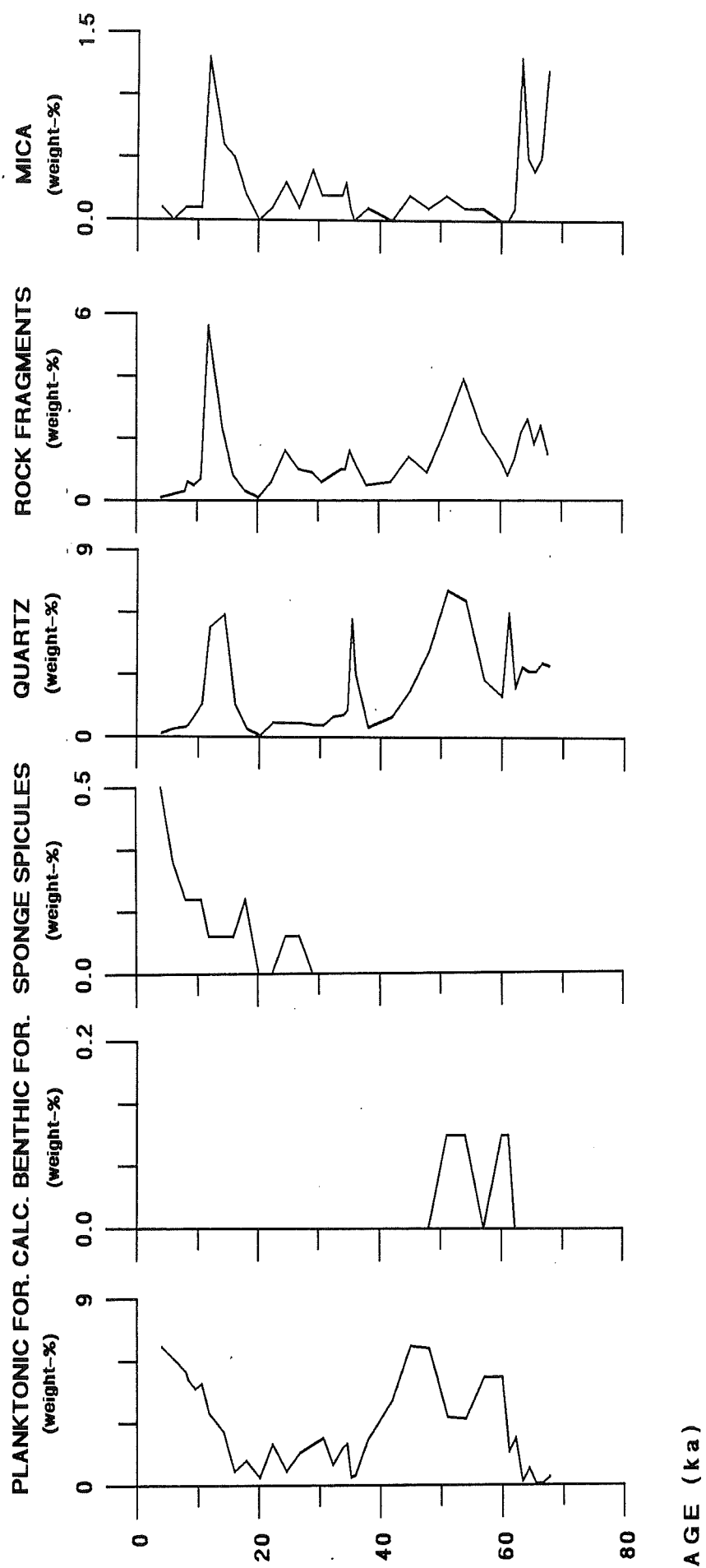


Abb. 33. Qualitative Anteile der biogenen und lithogenen Partikel in der Grobfraktion des GKG 21528.

GKG 21529-7

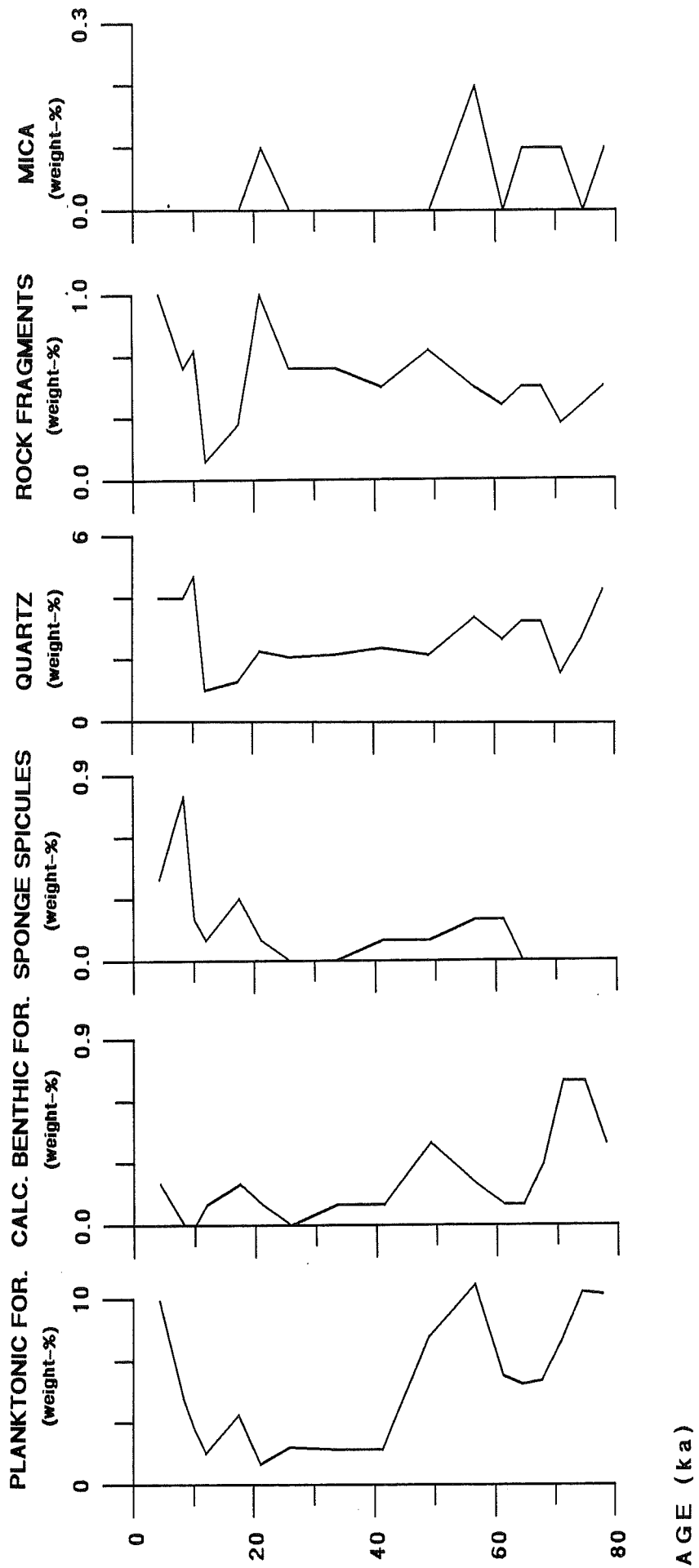


Abb. 34. Qualitative Anteile der biogenen und lithogenen Partikel in der Grobfraktion des GKG 21529.

Komponenten auf. Unterbrochen wird dieser generelle Verlauf durch einzelne Spitzenwerte von 6-12 Gew.-% (Quarz) und 1-6 Gew.-% (Gesteinsfragmente). Ein markanter Anstieg der terrigenen Komponenten ist in allen GKG mit Beginn der Termination I zu erkennen in dem die Anteile von Quarz und Gesteinsfragmenten Maximalwerte erreichen. Anschließend sinken die Anteile der terrigenen Komponenten im Holozän deutlich ab und erreichen Werte von 0.5-1.5 Gew.-% (Quarz) und 0.3 Gew.-% (Gesteinsfragmente). Ähnliche Werte werden im Zeitraum zwischen 60 ka und dem letzten Hochglazial ermittelt.

6.5 Ergebnisse der Karbonatlösung im Eurasischen Becken

Untersuchungen der Karbonatlösung an planktischen Foraminiferen aus dem östlichen Arktischen Ozean ergaben deutliche Unterschiede im Lösungsmuster. Die Kerne vom Yermak-Plateau und aus dem Nansen-Becken zeigen ähnlich hohe Lösungsindizes (0.5 bis 2.5; Abb. 35). Der Kern vom Nansen-Gakkel-Rücken ist dagegen durch deutlich geringere Lösungsindizes charakterisiert.

Die Sedimente älter als 130 ka im Kern vom Yermak-Plateau (SL 21533) sind durch geringe Lösung charakterisiert (0.9-1.5). Der Zeitabschnitt zwischen 130 ka und 60 ka ist durch deutliche Wechsel der Karbonatlösung gekennzeichnet, die zwischen 0.5 und 2.4 schwanken. Foraminiferen-freie Bereiche treten zwischen 128 bis 108 ka, 90 bis 82 ka und 72 bis 52 ka auf. Ein relativ hoher Lösungsindex (2.0) wird bei ca. 70 ka beobachtet, dem bis in das ältere ca. 52 ka eine Foraminiferen-freie Zone folgt. Die Sedimente bis zur Termination I sind durch Foraminiferen-freie Zonen und Bereiche verstärkter Karbonatlösung charakterisiert. Sie erreichen bei ca. 30 ka einen relativ hohen Lösungsindex (2.4). Während des letzten Hochglazials sind die Lösungsstadien gering (0.7-1.5). Im Holozän, nach einem Foraminiferen-freien Abschnitt während der gesamten Termination I, erreicht die Karbonatlösung einen Wert von 1.3.

Die Sedimenten des Nansen-Beckens sind zwischen 130 ka und 60 ka durch eine schwache Karbonatlösung (Indizes von 0.6 bis 1.5) charakterisiert, nur bei 60 ka wird ein Lösungsmaximum von 2.0 erreicht. Bereiche

DISSOLUTION-INDEX (N. PACHYDERMA)

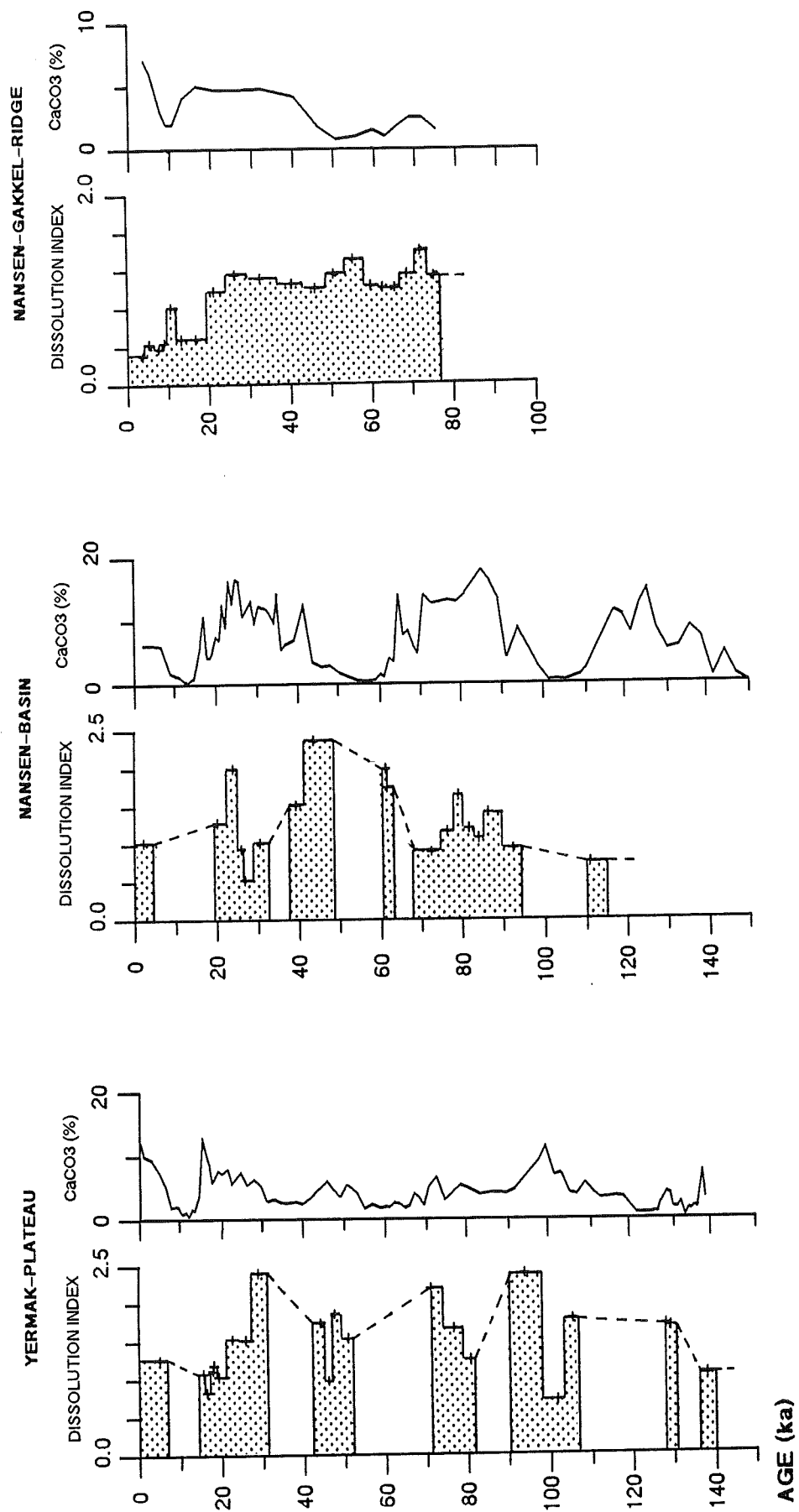


Abb. 35. Lösungsstadien des SL 21533 (Yermak-Plateau), KAL 21521 (Nansen-Becken) und GKG 21524 (Nansen-Gakkkel-Rücken) und die dazu-gehörigen Kalziumkarbonat-Gehalte. Mit Punkttraster sind Foraminiferen-reiche Bereiche gekennzeichnet, die übrigen Zonen sind Foraminiferen-frei.

die keine Foraminiferen enthalten, treten in dem Zeitabschnitt von 110 bis 94 ka und 77 ka bis 62 ka auf. Eine weitere Foraminiferen-freien Zone tritt zwischen 60-48 ka auf. Daran anschließend tritt eine relativ starke Karbonatlösung auf (2.3), die dann bis zum Beginn des letzten Hochglazials bis auf 0.4 absinkt (keine Lösung). Während des letzten Hochglazials steigt die Karbonatlösung erneut auf einen relativ hohen Wert von 2 an und sinkt auf ca. 1 ab und bleibt bis in das Holozän, unterbrochen von einem Foraminiferen-freien Abschnitt (19-5 ka), auf dem niedrigen Niveau.

Die Intensitäten der Karbonatlösung in den Sedimenten des Nansen-Gakkèl-Rückens zeigen ein völlig anderes Lösungsmuster als die Beckensedimente und die Sedimente vom Yermak-Plateau. Die Karbonatlösung im GKG 21524 schwankt zwischen keiner und geringer Lösung (0.3 bis 1.3). Deutliche Unterschiede in der Lösungsintensität treten um 20 ka auf, wo die Werte von 1.2 auf 0.4 absinken und nur bei 10.5 ka auf 0.8 ansteigen, um dann erneut Werte von 0.4 zu erreichen. Der Zeitabschnitt älter als 20 ka bis zum Kernende bei ca. 70 ka ist durch sehr gleichförmige Lösungsindizes (um 1.0) charakterisiert.

7 SPÄTQUARTÄRE PALÄO-OZEANOGRAPHIE IM ÖSTLICHEN ARKTISCHEN OZEAN

In den folgenden Kapiteln sollen die paläo-ozeanographisch-klimatischen Veränderungen des Arktischen Ozeans anhand der Ergebnisse der Sedimentanalyse und der Bestimmung der Karbonatlösung diskutiert werden. Die ermittelten Daten des Gesamtsedimentes und der Zusammensetzung der Grobfraktion liefert Antworten auf die Entwicklung des Ablagerungsraumes und der Sedimentationsprozesse in den Teilbereichen des östlichen Arktischen Ozeans. Mit Hilfe spezifischer Sedimentparameter (Korngrößenbestimmungen, Grobfraktionsgehalte, CaCO_3 -Gehalte, organische Kohlenstoffgehalte, mikropaläontologische Untersuchungen und Fluxraten des Sedimentes sowie der Lösungsmuster planktischer Foraminiferen) soll, das ozeanische Zirkulationssystem im östlichen Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre aufgezeigt werden (Abb. 36). Dabei werden die wesentlichen sedimentologischen Ergebnisse zusammenfassend dargestellt, um die in Kap. 1 genannten Ziele aufzuzeigen und zu diskutieren.

7.1. Sedimentationsprozesse und Veränderlichkeit arktischer Sedimente

Terrigene Eintragsmechanismen und Darstellung des Sedimentationsraumes

Die Bildung und der Zerfall der großen arktischen Eisschilde über Skandinavien und Teilen Nord-Rußlands sowie des Laurentischen Eisschildes in Nordamerika führte zu starke Auswirkungen auf die Sedimentation in den arktischen Tiefseebecken. Eine besonders dominierende Rolle bei der Sedimentation spielen die großen Mengen terrigen, durch Gletscher und Meereis transportierten Materials in hohen Breiten. Sie führen episodisch zu hohen Sedimentations- und Akkumulationsraten und tragen zu einer starken Verdünnung der biogenen Komponenten bei. Mit zunehmender Vereisung in den Glazialen und vorrückenden Gletschern auf die Schelfregionen, werden Schelfsedimente von den kontinentalen Eismassen in die angrenzende Meeresgebiete verfrachtet. Nach HENRICH et al. (1989b) und ELVERHØI & HENRICH (im Druck) werden durch "surge-Ereignisse" während maximaler Eisausdehnung eine große Anzahl kalbender Eis-

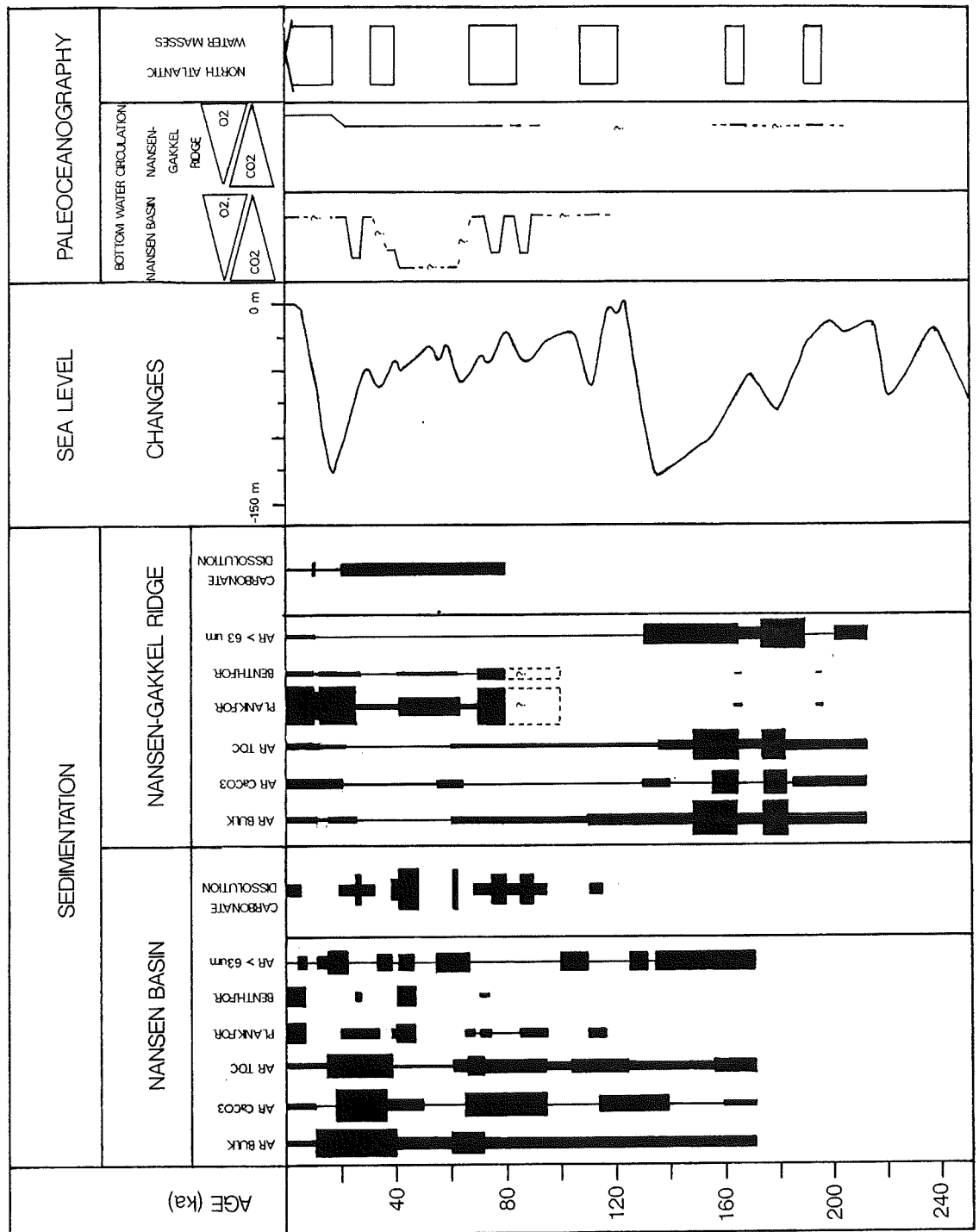


Abb. 36. Zusammenfassung der Resultate der sedimentologischen Untersuchungen und der Paläo-Ozeanographie im östlichen Arktischen Ozean unter Einbeziehung der Meeresspiegelkurve (nach CHAPPELL & SHACKLETON 1986). Die Gesamtsedimentparameter und der Sandgehalt sind in Akkumulationsraten angegeben; die Angabe der planktischen und benthischen Foraminiferen ist qualitativ (Strichbreite = nachweisbar, vorhanden, deutlich vorhanden, dominant).

berge mit ihrer eingearbeiteten Sedimentfracht von den Schelfen in die Tiefseeregionen verfrachtet und bewirkt eine schnelle episodische Akkumulation eistransportierten Materials. Mit Beginn der Deglaziation und steigendem Meeresspiegel werden die kontinentalen Eismassen auf den Schelfen aufschwimmen, was zum Abbrechen großer Gletscherteile führt. Ein zusätzlicher Sedimenteintrag erfolgt nach PFIRMAN & SOLHEIM (1989) von der Gletscherbasis durch eine sedimentbeladene Schmelzwassersuspension an der Gletscherfront. Dieses Material, das hauptsächlich in der terrigenen Feinfraktion ($< 63 \mu\text{m}$) vorliegt, wird über weite Strecken durch Oberflächenströmungen parallel zu den Eisrändern verfrachtet und führt durch die Trübung des Oberflächenwassers zu einer Reduzierung der biogenen Produktion. Ein weiterer terrigener Sedimenteintrag erfolgt durch Meereisbildung auf den flachen Schelfen (s. Kap. 1.2), wo bedeutende Mengen feinkörniger Schelfsedimente in das Meereis inkorporiert werden und während saisonaler Abschmelzphasen zur Sedimentation beitragen.

Die oben beschriebenen terrigenen Eintragsmechanismen bewirken eine starke Verdünnung der biogenen Komponenten, so daß die biogene Produktion im Arktischen Ozean, die in den Sedimenten dokumentiert wird, nur in Verbindung mit dem Eintrag terrigenen Materials gesehen werden muß. Demnach sind Abschätzungen biogener Produktivitätsraten nur in Verbindung mit Bilanzierungen des terrigenen Eintrages möglich. Die gesamte Sedimentabfolge in den Kernen des östlichen Arktischen Ozeans bis in das Holozän ist durch eine mehr oder weniger starke Meereis-/Eisbergbedeckung charakterisiert, die aus einer deutlichen terrigenen Überprägung der Sedimente abgeleitet werden kann. Allgemein weisen daher hohe Sedimentationsraten und Gesamtsediment-Akkumulationsraten ($AR_{\text{B u l k}}$ und $AR_{>63 \mu\text{m}}$) sowie verstärkter terrigener Partikeleintrag auf den Einfluß von "surge-Ereignissen" auf den Kontinenten und/oder abschmelzende Eisberge bzw. Meereis hin. Diese genannten Parameter werden von HENRICH et al. (1989b) und ELVERHØI & HENRICH (1990) als wichtigste glaziomarine Sedimentationsprozesse während glazialer Zeiten angenommen. Häufig sind diese Abschnitte durch das Fehlen biogener Komponenten und durch erhöhten terrigenen Materialeintrag charakterisiert, woraus geschlossen werden kann, daß der oben beschriebene terrigene Verdünnungseffekt ausschlaggebend für das Ausbleiben der biogenen Kompo-

nenten ist. Besonders in Deglaziationsphasen, in denen große Mengen terrigenen Materials zur Verdünnung der biogenen Komponenten beitragen, bewirkt der zusätzliche Schmelzwasserzustrom eine niedrig-saline Oberflächenwassermasse. Dadurch kommt es zusätzlich zu der terrigenen Verdünnung auch zu einer eingeschränkten biogenen Produktion, mit der Folge, daß Sedimente durch das Fehlen von biogenem Material gekennzeichnet sind. Reduzierte Sedimentationsraten und verringerter Eintrag terrigener Komponenten sowie das Auftreten von biogener Komponenten und allgemein höhere Kalziumkarbonatgehalte können mit Interglazialen korreliert werden. Während dieser Zeiten wird feinkörniges terrigenes Material in arktischen Regionen hauptsächlich durch Meereistransport in die Tiefseebecken eingetragen. Das Korngrößenspektrum des meereistransportierten Materials ist sehr feinkörnig (s. PFIRMAN et al. 1989, 1990, WOLLENBURG 1991) und dominierend für die Sedimentation in hohen Breiten.

Unterschiedliche räumliche Sedimentationsbedingungen lassen eine Einteilung in kontinentnahe und pelagische Bereiche zu, die jedoch auch zeitliche Veränderungen aufweisen. Die Kerne des südlichen Nansen-Beckens sind aufgrund ihrer geographischen Lage durch einen starken terrigenen Einfluß vom Schelf charakterisiert, der in Form von turbiditischen Einschaltungen im Sediment (starke Variabilität des Sandgehaltes) beobachtet werden kann. Markante Sandgehaltsmaxima treten bevorzugt in Glazialen oder in Deglaziationsphasen oder Zeiten drastisch verstärkter Sedimentation auf, wenn durch Eistransport erhebliche Mengen terrigenen Materials in die Tiefseebecken gelangen. Die terrigenen Eintragsprozesse in die Tiefsee finden vor allem in Spätglazialen oder in frühen Deglaziationsphasen mit niedrigen oder steigenden Meeresspiegelständen statt sowie episodisch in Glazialen (s. THIEDE et al. 1986). Allgemein nimmt die Sedimentationsrate mit zunehmender Entfernung vom Kontinentalhang ab und erreicht in den Sedimenten vom Nansen-Gakkel-Rücken in den Sedimentschichten mit einem Alter von weniger als ca. 100 ka Raten von wenigen mm/ky, wie die chronostratigraphischen Ergebnisse von MIENERT et al. (1990), BOHRMANN (1991) und KÖHLER (in Vorb.) erkennen lassen. Zu gleichen Ergebnissen kommen aufgrund magneto- und biostratigraphischen Untersuchungen NOWACZYK & BAUMANN (subm.). Sedimentationsraten gleicher Größenordnung (mm/ky) wurden u.a. von AKSU

& MUDIE (1985), MACKO & AKSU (1986) und CLARK et al. (1986) im Amerasischen Becken ermittelt, wo die Kerne Alter von ca. 4 ma (s. SCOTT et al. 1989) aufweisen.

Im Gegensatz dazu zeigen die Sedimente die älter als 130 ka sind im Nansen-Gakkel-Rücken Sedimentationsraten, die mehrere Zentimeter (NOWACZYK & BAUMANN 1990, BOHRMANN 1991) erreichen. Die drastischen Wechsel in der Sedimentation (mm-dm/ky) beschränken sich auf das Eurasische Becken und scheinen ihren Ursprung in der Verlagerung der damaligen Transpolaren Drift zu haben, die sich weiter nach Westen verlagerte und mehr Material aus dem sibirischen Raum transportierte. Diese Änderung in Verbindung mit einer erheblich größeren Ausdehnung der Vergletscherung im Eurasischen Raum kann im vorletzten Glazial zu den veränderten Sedimentationsbedingungen geführt haben, die in allen Kernen aus dem östlichen Arktischen Ozean und der Framstraße beobachtet werden können (s. SPIELHAGEN 1990, KUBISCH 1991). Der Nansen-Gakkel-Rücken liegt offensichtlich in einer Übergangszone zwischen niedrigen Sedimentationsraten im Amerasischen Becken und hohem terrigenem Eintrag im Bereich der Transpolar Drift im Eurasischen Becken, die zeitlichen Veränderungen unterworfen war. Nach MACKO & AKSU (1986) und MARQUARD & CLARK (1987) sind die verschiedenen Bereiche des Arktischen Ozeans durch unterschiedliche Sedimentationsregime charakterisiert, die während des gesamten Quartärs vorherrschten.

Karbonatproduktion

Eine Karbonatstratigraphie, wie sie in Kernen aus der Norwegisch-Grönländischen See möglich ist (u.a. KELLOGG 1977, 1980) ist im östlichen Arktischen Ozean nicht anwendbar. Deutliche Veränderungen, die in niedrigen und mittleren Breiten während der Glaziale und Interglaziale charakteristisch sind, fehlen in den Sedimenten des Eurasischen Beckens. Sedimentfallen-Untersuchungen aus dem Lofoten-Becken und vor der Bäreninsel (HONJO et al. 1987, SAMTLEBEN & BICKERT 1990) zeigen eine Abnahme der pelagischen Karbonatproduktion im Norwegenstrom entlang seines Weges nach Norden. In der Framstraße und im Grönland-Becken, die ständig oder überwiegend von Meereis bedeckt sind und damit

vergleichbare Meereisbedingungen aufweisen wie der östliche Arktische Ozean, reduziert sich der Karbonateintrag nach ELVERHØI & HENRICH (im Druck) auf die Hälfte bis ein Drittel des Gesamteintrages im Norwegenstrom. Der Kalziumkarbonatgehalt in glaziomarinen Sedimenten hoher Breiten wird durch eine Anzahl von Faktoren beeinflusst, die nach RAMM (1989) in der Variation der biogenen Produktion, dem Eintrag von nicht-biogenem klastischem Karbonat und der Karbonatlösung bestehen. Generell kann eine Übereinstimmung der Karbonatkurven mit dem Vorkommen planktischer und benthischer Foraminiferen und Coccolithen (BAUMANN 1990) in den Kernen beobachtet werden. Die planktische Foraminifere *N. pachyderma* sin., die nach SPINDLER (1990) im arktischen und antarktischen Meereismilieu eine hohe Verbreitung aufweist, ist ebenso wie die Verbreitung der drei taxonomischen Coccolithengruppen: *C. pelagicus*, *E. huxleyi* und *Gephyrocapsa* Arten (BAUMANN 1990) hauptsächlich verantwortlich für die Karbonatgehalt arktischer Sedimentkerne. Coccolithen treten nach BAUMANN (1990) mit Unterbrechungen hauptsächlich in den "wärmeren" Zeitabschnitten auf. Ein ähnliches Bild zeigen die planktischen und benthischen Foraminiferen, deren Anteil im Holozän einen deutlichen Anstieg in allen Kernen des östlichen Arktischen Ozeans aufweist und das Wiedereinsetzen des Westspitsbergenstromes und die damit verbundenen verbesserten ökologischen Bedingungen der gegenwärtigen Warmzeit widerspiegelt. Ein vergleichbares Bild der Häufigkeitsverteilung planktischer und benthischer Foraminiferen im Nansen-Becken während des letzten Interglazials (Stadium 5) kann nicht festgestellt werden. Nach BAUMANN (1990) ist die Häufigkeitsverteilung von Coccolithen im östlichen Arktischen Ozean während des Isotopenstadiums 5 vergleichbar mit der des Stadiums 3.

Karbonatlösungsprozesse

Die Karbonatlösung im östlichen Arktischen Ozean kann in zwei Bereiche geteilt werden. Die Sedimente des Nansen-Beckens, die allgemein durch relativ schlechte Karbonaterhaltung charakterisiert werden und die Sedimente des Nansen-Gakkel-Rückens, die allgemein eine ausgesprochen gute Karbonaterhaltung aufweisen. Die Ursache des Erhaltungszu-

standes der planktischen Foraminiferen im Sediment können in Verbindung mit korrosiven Bodenwassermassen gesehen werden. Da die Sedimente des Nansen-Beckens durch den relativ hohen Eintrag organischen Materials gekennzeichnet sind, besteht die Möglichkeit der Bildung korrosiver Bodenwassermassen durch die Oxidation des organischen Materials. Jedoch ist der größte Teil des organischen Materials im östlichen Arktischen Ozean terrigenen Ursprungs (s. Kap. 6.2) und daher inert und kann folglich nur untergeordnet zur Bildung CO_2 -reicher Bodenwassermassen beitragen. Der geringe Anteil marinen organischen Kohlenstoffes kann in Verbindung mit O_2 -reicher Wassermassen oxidiert werden und zur Bildung leicht korrosiver Bodenwassermassen beitragen. Diese Mechanismen sind mitverantwortlich für die allgemein schwache Kalziumkarbonatlösung im östlichen Eurasischen Becken. Für die Bestimmung guter bzw. schlechter Durchlüftung der Bodenwassermassen kann das Vorkommen von epibenthisch filtrierenden Organismen und die Karbonaterhaltung planktischer Foraminiferen verwandt werden. Allgemein kann das gleichzeitige Auftreten von kalkigen benthischen und planktischen Foraminiferen in Verbindung mit geringer terrigener Grobfraction und schwacher Karbonatlösung als Anzeichen für gut durchlüftete Sedimente angenommen werden. Das Fehlen benthischer Foraminiferen deutet auf eingeschränkte ökologische Bedingungen hin, die in Verbindung mit schlechter Kalziumkarbonaterhaltung planktischer Foraminiferen auf CO_2 -reiche, korrosive Bodenwässer hinweisen. Durch Abschottung des Oberflächenwassers mit einer geschlossenen Meereisdecke oder einer Schmelzwasserlinse kann eine Vermischung der Wassersäule eingeschränkt werden. Oxidation von marinem organischem Material am Meeresboden und eine verringerten Bodenwasserzirkulation und Bodenwassererneuerung führen zu einer Zunahme der Karbonatlösung (HENRICH et al. 1989b). Die Reaktivierung der vertikalen Durchmischung führt dann zu einer Zunahme des Sauerstoffes im Bodenwasser. Eine weitere Möglichkeit der Karbonatlösung liegt in der beschriebenen "brine-Bildung" (s. Kap. 3.4), die zu korrosiven Bodenwasser führen kann und vor allem die Schelfregion und den Kontinentalhang beeinflusst. Die "brines" fließen dann als Bodenwasser den Kontinentalhang hinab, bis sie sich mit Zwischenwassermassen gleicher hydrographischer Bedingungen vermischen oder als Bodenwasser die Beckenregionen beeinflussen.

Der maßgebliche Faktor, der die biogenen Verteilung in den Sedimen-

ten des östlichen Arktischen Ozean steuert, ist nicht die Karbonatlösung, sondern der starke, überprägende terrigene Sedimenteintrag, der hauptsächlich verantwortlich ist für die Foraminiferen-freien Zonen. Nur untergeordnet sind Foraminiferen-freie Bereiche hauptsächlich durch starke Kalziumkarbonatlösung verursacht.

7.2 Sedimente des Zeitraumes 220 ka bis 130 ka

Die Sedimente dieses Zeitraumes wurden beeinflusst durch die ozeanisch-klimatischen Bedingungen des vorletzten Glazials, das dem Sauerstoffisotopenstadium 6 (186-128 ka) entspricht und einen "wärmeren" Abschnitt, der dem Isotopenstadium 7 (> 186 ka) zugeordnet werden kann. In Verbindung mit diesen klimatischen Veränderungen erfolgten Meeresspiegelschwankungen, die bis zu 130 m (CHAPPELL & SHACKLETON 1986) unter das heutige Niveau absanken und drastische Auswirkungen auf die Sedimentation des Arktischen Ozeans hatten (s. Abb. 36).

Die "wärmere" Phase, die in den Sedimenten dokumentiert ist, die älter als ca. 185 ka sind, wird gegenüber den jüngeren Sedimenten des vorletzten Glazials durch deutlich geringere Sedimentations- und Akkumulationsraten charakterisiert. Als Indiz für einen wärmeren Zeitabschnitt kann das Vorkommen von planktischen und benthischen Foraminiferen sowie ein erhöhter Kalziumkarbonatgehalt angesehen werden. Das gleichzeitige Vorkommen der benthischen Foraminifere *U. oridorsalis*, die im Nordatlantik während Glazial- und Interglazialzeiten auftritt (STRUCK, mdl. Mitt.) kann in Verbindung mit einem niedriger terrigener Grobfraktionsanteil im Arktischen Ozean als Indikator für "wärmere", oder ökologisch bessere Abschnitte angesehen werden. Da die Sedimente dieses Zeitraumes ansonsten fossil-leer sind und das Vorkommen mit planktischen Foraminiferen zusammenfällt, wird von ökologisch günstigeren Voraussetzungen ausgegangen, d.h. die Eisdecke zeigte offene Bereiche mit erhöhter biogener Produktion.

Ähnliche Beobachtungen wurden für diesen Zeitabschnitt auch im Europäischen Nordmeer gemacht (s. HENRICH et al. 1989b, BAUMANN 1990). Durch das Vorkommen von Coccolithen im Stadium 7 der Norwegischen See weisen GARD & BACKMAN (1990) auf das Vorhandensein offener Wasser-

flächen hin. Jedoch kann dieser Zeitraum nicht als vollständiges Inter-glazial angesehen werden. Auch VOGELSANG (1990) deutet anhand stabiler C- und O-Isotopen aus dem Europäischen Nordmeer, das späte Stadium 7 als Analogon zur heutigen gut durchlüfteten Arktischen Domaine.

Das Vorkommen biogener Komponenten fällt in den Bereich eines deutlichen Sandgehaltsminimums und ist zeitgleich mit dem Beginn einer langsamen Meeresspiegelsenkung um ca. 190 ka (CHAPPELL & SHACKLETON 1986), die als Beginn des vorletzten Glazials angesehen werden kann. Das beginnende Hochglazial und der Aufbau eines großen Eisschildes über dem eurasischen Kontinent führte zu einer Fortsetzung der Meeresspiegelsenkung und zu einer drastischen Zunahme der Sedimentation im Bereich des Nansen-Gakkel-Rückens. Das gesamte Glazial (zwischen 186-128 ka) ist durch deutlich erhöhte Sandgehalte und terrigenen Komponenten gekennzeichnet, die auch in KAL 21521 aus dem Nansen-Becken und SL 21533 vom Yermak-Plateau beobachtet werden. Die Sandgehalte erreichen Werte von 30 bis 50 Gew.-% (s. Kap. 6.3). Erhöhte Anteile der $> 500 \mu\text{m}$ -Fraktion im frühen Glazial lassen einen leicht verstärkten terrigenen Eintrag durch Gletscher/Eisberge vermuten. Durch eine fortschreitende Meeresspiegelsenkung bis max. 130 m unter das heutige Niveau (CHAPPELL & SHACKLETON 1986) während des Hochglazials wurde der Bildungsbereich von Meereis und damit die Inkorporation von terrigenem Material auf den Schelfen weiter drastisch eingeschränkt. Meereis, das hauptsächlich auf den flachen Schelfen des Arktischen Ozeans gebildet wird (s. Kap. 1.2), inkorporiert große Mengen von Schelfsedimenten. Durch einen sinkenden Meeresspiegel fielen weite Schelfbereiche trocken und standen daher zur Bildung von Meereis und der Aufnahme von Sedimenten nicht mehr zur Verfügung. Folglich standen für den Sedimenteintrag hauptsächlich Gletscher und Eisberge zur Verfügung, die relativ viel terrigene Grobfraktion und geringe Mengen gröberer, terrigener Partikel in den Ozean transportierten. Untersuchungen des heutigen Meereises zeigen nur sehr geringe Mengen der $> 63 \mu\text{m}$ -Fraktion im Eis (s. Kap. 1.2), so daß angenommen werden kann, daß Eisberge einen erheblichen Anteil der terrigenen Sandfraktion transportieren. Aufgrund der hohen Sandgehalte und der nur im älteren Glazial erhöhten $> 500 \mu\text{m}$ -Fraktion sowie eines großen Eisschildes auf dem eurasischen Kontinent und dadurch verstärkte Gletscheraktivität konnte eine Materialaufnahme überwiegend durch Glet-

scher angenommen werden. SPIELHAGEN (1990), der gleiche Beobachtungen in den Sedimenten in der Framstraße machte, vermutet als Grund für die erhöhten Sandgehalte einen Eintrag von relativ gut sortierten Schelflockersedimenten oder Schmelzwassersanden. Diese wurden möglicherweise von Eisschilden, die bis an den Schelfrand reichten, aufgenommen und durch Eisberge in den Arktischen Ozean transportiert. Weitere Hinweise sind die zahlreichen und weitflächig verbreiteten Diamikte im Stadium 6 im Europäischen Nordmeer (s. HENRICH et. al. 1989, HENRICH 1990). Für das vorletzte Glazial (entspricht Isotopenstadium 6) wird nach VOGT (1986) eine weitreichendere Eisbedeckung angenommen als für das letzte Glazial, mit einer der größten Eisausdehnungen der quartären Vereisung, die aufgrund von Moränenuntersuchungen im russisch-sibirischen Raum gemacht wurden. Eine teilweise Vereisung der sibirischen Schelfe kann daher nicht ausgeschlossen werden.

Zwei deutlich erhöhte Gesamtsediment-Akkumulationsraten (s. Kap. 5.2) sind annähernd zeitgleich mit dem Meerespiegelanstieg zwischen ca. 180 bis 170 ka und dem erneuten Absinken nach ca. 170 ka (CHAPPELL & SHACKLETON 1986) und dokumentieren möglicherweise Sedimentationsereignisse, die durch Meeresspiegelschwankungen verursacht wurden. Das Auftreten von planktischen und benthischen Foraminiferen im Zeitraum zwischen den beiden Akkumulationsmaxima entspricht in der Sauerstoffisotopen-Stratigraphie dem Substadium 6.5 und ist möglicherweise durch den Einfluß nordatlantischer Wassermassen im östlichen Arktischen Ozean charakterisiert. Diese "wärmere" Phase, die auch von HENRICH (1989) und HENRICH et al. (1989b) in der Norwegischen See festgestellt wurde, zeigt ein deutliches Minimum im Sandgehalt und der Sedimentationsrate sowie erhöhte Kalziumkarbonatwerte. Wegen des Vorkommens von relativ gut erhaltenen, kalkigen benthischen Foraminiferen im zentralen Eurasischen Becken, können O₂-reiche Bodenwassermassen angenommen werden.

Erhöhte organische Kohlenstoffgehalte (bis zu 2 Gew.-% und Akkumulationsraten bis zu 0.3 g*cm⁻²*ky⁻¹) in der älteren Hälfte des Glazials in Verbindung mit sehr hohen Sedimentationsraten und den von BISCHOF et al. (1990) ermittelten Kohlegehalten der > 500 µm-Fraktion in den Kernen vom Nansen-Gakkel-Rücken, deuten auf den terrigenen Ursprung des organischen Materials hin (hohe TOC Akkumulationsraten stimmen mit den Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes und der AR > 63 µm-Fraktion

überein). Die erhöhten Kohlegehalte stimmen exakt mit den gemessenen TOC-Maxima überein und bestätigen den überwiegend terrigenen Anteil des organischen Kohlenstoffes (s. Kap. 6.2). KUBISCH (1991) erklärt die Herkunft der Kohle durch Gletschertransport von den sibirischen Schelfen und deren anschließende Ablagerung im Eurasischen Becken.

7.3 Sedimente des Zeitraumes 130 ka bis 60 ka

Die Sedimente des Zeitabschnittes zwischen 130 ka und 60 ka werden charakterisiert durch die ozeanisch-klimatischen Bedingungen des letzten Interglazials, das dem Isotopenstadium 5 (128-71 ka) entspricht und dem Beginn des letzten Glazials bis 60 ka (entspricht ungefähr dem Isotopenstadium 4). Für diesen Zeitraum sind die Schwankungen des Meeresspiegels deutlich geringer als die im vorhergehenden Zeitraum des Glazials (älter als 130 ka). Die maximale Meeresspiegelsenkung erreichte ca. 75 m unter dem heutigen Niveau (CHAPPELL & SHACKLETON 1986).

Die Sedimentation des Interglazials und des nachfolgenden Glazials (bis ca. 60 ka) weisen deutliche Veränderungen in den Kernen des östlichen Arktischen Ozeans auf (s. Abb. 36). Am auffälligsten ist, daß die Kerne vom Nansen-Gakkel-Rücken (AR Bulk Sediment $< 1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$) im Vergleich zu den Kernen des Nansen-Beckens (AR Bulk Sediment ca. $3\text{-}8 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$) erheblich niedrigere lineare Sedimentationsraten aufweisen (s. Kap. 5.1). Mit Beginn des Interglazials (Stadium 5) bis zum Holozän muß das zentrale Eurasische Becken aufgrund des rapiden Wechsels der Sedimentationsraten stärker durch das Sedimentationsregime des Amerasischen Beckens mit sehr niedrigen Sedimentationsraten beeinflusst worden sein. Selbst während des letzten Hochglazials erreichen die Sedimentationsraten auf dem Nansen-Gakkel-Rücken nicht annähernd die hohen Werte des vorletzten Glazials, deren hohe Sedimentationsraten vergleichbar sind mit den höheren Raten im Nansen-Becken. Daraus kann geschlossen werden, daß die Übergangszone zwischen den beiden unterschiedlichen Sedimentationsmilieus (Amerasisches Becken - Eurasisches Becken), die durch die Transpolare Drift beeinflusst wurden, innerhalb der letzten 250.000 Jahre nicht stationär war, sondern räumliche Schwankungen aufwies.

Erst durch den Aufbau einer vollinterglazialen Zirkulation in der Norwegisch-Grönländischen See im Substadium 5.51 (122 ka) (HAAKE & PFLAUMANN 1989, VOGELSANG 1990), kam es zur Ausbildung des Klimaoptimums (124-115 ka) im letzten Interglazial. SPIELHAGEN (1990) weist darauf hin, daß in den Kerne der zentralen und östlichen Framstraße im frühesten Interglazial keine ungewöhnlich hohen Grobfraktionsanteile einer Deglaziation gemessen werden. Daraus schließt er, daß während der Deglaziation in dem angrenzenden Landgebieten nicht mehr sedimentbeladene Eisberge freigesetzt wurden als während des vorhergehenden Glazials. Ein damit verbundener Schmelzwassereinfluß konnte anhand von stabilen O-Isotopen von KÖHLER & SPIELHAGEN (1990) in diesem Meeresgebiet ebenfalls nicht nachgewiesen werden. Im Gegensatz dazu konnte durch Sauerstoffisotopen-Untersuchungen (VOGELSANG 1990) und sedimentologische Untersuchungen (HENRICH in Vorb.) in der Norwegischen See im Stadium 5.5.3 ein markant Schmelzwassereinfluß und eine gleichzeitige Eisbergdrift nachgewiesen werden.

Die Kerne des östlichen Arktischen Ozean zeigen im frühesten Interglazial jedoch hohe Grobfraktionsanteile, deren Werte denen des vorangegangenen Glazials entsprechen und in Übereinstimmung mit den Untersuchungen von HENRICH (in Vorb.) stehen. Diese Beobachtungen und die Ergebnisse aus der Framstraße lassen darauf schließen, daß die abschmelzenden kontinentalen Eismassen Skandinaviens, der Barents See sowie der vergletscherten Landgebiete der sibirischen Schelfe ausschließlich nach Norden in das Eurasische Becken strömten und dort ihre Sedimentfracht ablagerten. Zur Bestätigung dieser Vermutung kann ein deutlicher Schmelzwassereinfluß in den Sauerstoffisotopen auf dem Yermak-Plateau im frühen Interglazial festgestellt werden (s. KÖHLER in Vorb.). Im Zeitraum bis ca. 120 ka (entspricht Substadium 5.5.1) fand ein deutlicher Rückgang der terrigenen Komponenten zu niedrigen interglazialen Werten statt.

Von ca. 120 bis 107 ka wird im Nansen-Becken (KAL 21521) nur sehr wenig Material $> 63 \mu\text{m}$ akkumuliert, obwohl die Gesamtsediment-Akkumulationsraten gleichbleibende Werte anzeigen. Der Eintrag von gletschertransportiertem, terrigenem Material der Grobfraktion von den umgebenden Landgebieten war somit zum Erliegen gekommen und nur noch sehr feinkörniges Material der $< 63 \mu\text{m}$ -Fraktion wurde abgelagert. Diese

Entwicklung steht in Übereinstimmung mit den oben beschriebenen Beobachtungen aus der Framstraße von SPIELHAGEN (1990) und GARD & BACKMAN (1990). Demnach ist es zeitversetzt zur Sedimentation von sehr feinkörnigem Material gekommen, die erst in der Framstraße und anschließend im Nansen-Becken einsetzte. Der Eintrag des feinkörnigen Materials ist vermutlich durch Meereistransport verursacht worden. Durch den Anstieg des Meeresspiegels mit Beginn des Interglazials standen die flachen Schelfgebiete zur Meereisbildung und zur Aufnahme von feinkörnigem terrigenem Material (s. Kap. 1.2) erneut zur Verfügung.

Die Kerne des Nansen-Beckens und des Nansen-Gakkel-Rückens zeigen im Zeitraum des Glazials und dem Übergang zu einem wärmeren Abschnitt (ca. 60 ka) einen deutlichen Anstieg der Sandgehalte, die auf dem Nansen-Gakkel-Rücken jedoch geringer ausfallen als im Nansen-Becken und den Meeresspiegelanstieg dokumentieren. Durch den Aufbau der Eisschilde mit Beginn des Glazials und sinkenden Meeresspiegel (s. CHAPPELL & SHACKLETON 1986) kam es zu einem relativ verringerten Sedimenteintrag auf dem Nansen-Gakkel-Rücken. Ein entgegengesetzter Trend ist im Nansen-Becken zu erkennen und weist mit großer Wahrscheinlichkeit auf unterschiedliche Transportmechanismen hin. In Frage kommt ein Eisbergtransport mit geringeren Mengen gröberer Sedimente auf dem Nansen-Gakkel-Rücken und dem Transport von großen Mengen feinkörniger Sedimente durch Meereis im Nansen-Becken. Durch den absinkenden Meeresspiegel wurden flache Schelfbereiche freigelegt und besonders die sehr flachen, weiträumigen sibirischen Schelfe fielen als Sedimentationsraum weg. Dadurch konnte terrigenes Material in verstärktem Maße direkt von den Schelfen hangabwärts in die Beckenregionen transportiert werden und eine verstärkte Sedimentation in dieser Region bewirken. Ein strömungsbedingter Einfluß auf die Sedimente des Nansen-Gakkel-Rückens, der das feinkörnige Material wegtransportierte ("winnowing"), kann durch Untersuchungen der Kerne mit Hilfe von Radiographien ausgeschlossen werden.

Die Verteilung der biogenen Komponenten des Interglazials zeigt ein unterschiedliches Muster in den Kernen vom Yermak-Plateau und dem Nansen-Becken. Die Sedimente des Nansen-Beckens (KAL 21521) sind durch das vollständige Fehlen von benthischen Foraminiferen gekennzeichnet, was auf Verdünnungseffekte durch terrigenes Material, eingeschränkte Bodenwasserzirkulation (schlechte ökologische Bedingungen), und/oder

Karbonatlösung zurückgeführt werden können. Aufgrund des Vorkommens planktischer Foraminiferen und der relativ guten Erhaltung der Schalenstruktur, die keine oder nur schwache Lösung zeigt, kann ein signifikanter Einfluß der Karbonatlösung im Nansen-Becken während des Interglazials ausgeschlossen werden. Verdünnungseffekte durch den Eintrag von terrigenem Material scheinen der entscheidende Faktor für das Vorkommen und die Häufigkeit der biogenen Partikel zu sein, was auch von GARD & BACKMAN (1990) aus Coccolithenverteilungen aus der Framstraße bestätigt wird. Besonders im ältesten Abschnitt des Interglazials scheint die Verdünnung durch terrigenes Material eine große Rolle zu spielen, da nur in einem Kern aus dem östlichen Arktischen Ozean planktische Foraminiferen beobachtet werden. Der Kern vom Yermak-Plateau ist im Zeitraum um 120 ka durch eine geringe Anzahl planktischer Foraminiferen und geringe Mengen Coccolithen, die von BAUMANN (1990) bestimmt wurden, gekennzeichnet und dokumentiert den Einfluß nordatlantischer Wassermassen auf die Sedimentation im Nansen-Becken. Auch GARD & BACKMAN (1990) stellten in der nördlichen Framstraße Coccolithen im Substadium 5.5 fest.

In den kälteren Abschnitten des Interglazials (ca. 110 ka und 90 ka), aber auch im wärmeren Abschnitt (ca. 80 ka) konnte die Verbreitung planktischer Foraminiferen beobachtet werden. Der kältere Abschnitt um ca. 110 ka ist in der Framstraße durch hohe Anteile planktischer Foraminiferen im Sediment charakterisiert und wird daher von BELANGER (1982) als Seegebiet mit einer aufgelockerten Meereisbedeckung bezeichnet. Ähnliche Eisbedingungen müssen auch für den Bereich des Nansen-Beckens gegolten haben, in dem während des gesamten Interglazials eine geringe biogene Sedimentation stattfand, die durch Eisberg- und Meereistransport von terrigenem Material starker Verdünnung ausgesetzt war.

Das Yermak-Plateau zeigt ein differenzierteres biogenes Verteilungsmuster als das Nansen-Becken und der Nansen-Gakkel-Rücken. Hier lassen sich die wärmeren Abschnitte um 80 ka, 103 ka und 120 ka durch das Vorkommen planktischer und benthischer Foraminiferen unterscheiden. Durch das zeitgleiche Auftreten benthischer und planktischer Foraminiferen können gut durchlüftete Bodenwassermassen für die wärmeren Zeiten angenommen werden. Dem Vorkommen der Foraminiferen geht ein kurzer, aber deutlicher Anstieg des Sandgehaltes voraus, der sich mit dem

Meeresspiegelanstieg von ca. 105 ka (60 auf 20 m unter heutiges Niveau) und ca. 85 ka (40 auf 20 m unter heutiges Niveau) korrelieren läßt und den verstärkten Eintrag von terrigenem Material während Deglaziationsphasen widerspiegelt. Die Sedimente des Yermak-Plateaus sind im Zeitraum nach dem Interglazial bis ca. 60 ka biogen-frei, obwohl die Sandgehalte erst im Übergang zu der nachfolgenden wärmeren Phase ansteigen und den Meeresspiegelanstieg der Abschmelzphase anzeigen. Durch relativ hohe Lösungsindizes (s. Kap. 6.5) im ausgehenden Interglazial, kann davon ausgegangen werden, daß der biogen-freie Abschnitt zu Beginn des Glazials durch Karbonatlösung verursacht ist. Für den Zeitraum um ca. 60 ka trägt zusätzlich zur Karbonatlösung vermutlich die Verdünnung mit terrigenem Material entscheidend zum biogen-freien Sediment bei.

Die jüngsten Abschnitte des Interglazials zwischen 75 ka und 95 ka sind im Nansen-Becken durch das Vorkommen planktischer Foraminiferen und durch das Ausbleiben der terrigenen > 63 µm-Fraktion dokumentiert. Relativ hohe TOC- und CaCO₃-Akkumulationsraten charakterisieren diesen Zeitabschnitt und deuten auf eine verstärkte biogene Produktion hin, die in Stadium 5.1 auch in der Norwegischen See durch erhöhte TOC-Gehalte, die auf marines TOC zurückgeführt werden können, dokumentiert werden (WAGNER, mdl. Mitt.). Eine permanente Eisbedeckung kann daher ausgeschlossen werden und feinkörniges terrigenes Material wurde vermutlich durch Meereis in das Nansen-Becken und Yermak-Plateau verfrachtet und dort sedimentiert. Aufgrund warmer klimatischer Verhältnisse über ca. 40 ky während des Interglazials und eines dadurch bedingten reduzierten Eis-Volumens auf den Kontinenten sowie einer größeren Anzahl Coccolithen in der Framstraße als in Stadium 5.5 nehmen GARD (1986, 1987) und GARD & BACKMAN (1990) eine geringere Verdünnung des Gesamtsedimentes mit eistransportiertem Material an. Der Verlauf der Polarfront in der östlichen Framstraße soll bei ca. 82°N gelegen haben, was etwa dem heutigen Verlauf entspricht. Übereinstimmend damit werden nach Untersuchungen in NW Spitsbergen von MILLER et al. (1989) küstennahe Meeresbedingungen angenommen, die denen des Holozäns entsprechen. Nach Berechnungen von BERGER (1984) kann ein Insolationsmaximum für die geographische Breite von Svalbard während des Zeitraumes um ca. 70 ka angenommen werden. Die Sedimente des frühen Glazials aus dem Nansen-Becken sind biogen-frei, mit Ausnahme eines Bereiches bei ca. 60 ka

(KAL 21521), der durch das Auftreten planktischer Foraminiferen mit relativ starker Karbonatlösung gekennzeichnet ist (s. Kap. 6.5). Bis in den nachfolgenden "wärmeren" Abschnitt hinein ist der Kernabschnitt biogen-frei und weist in diesem Horizont relativ hohe Sandgehalte auf. Daher kann ein Verdünnungseffekt durch den Einfluß terrigenen Materials nicht völlig ausgeschlossen werden. Eine aufgelockerte Meereisdecke wird von HENRICH et al. (1989b) in der Norwegischen See angenommen und kann auch in der Framstraße durch Untersuchungen von GARD (1986, 1987), BAUMANN (1990) und SPIELHAGEN (1990) für diesen Zeitraum vermutet werden. Diese Beobachtungen stehen im Gegensatz zu den von KELLOGG et al. (1978) ermittelten vollglazialen Bedingungen im Stadium 4 (71-59 ka) der Norwegisch-Grönländischen See. GARD & BACKMAN (1990) schreiben der Framstraße nur in der jüngeren Hälfte von Stadium 4 glaziale Bedingungen zu.

Der jüngste Abschnitt des Interglazials ist in den Kernen vom Nansen-Gakkel-Rücken (GKG 21524, 21529) durch eine erhöhte terrigene Sedimentation aber auch eine erhöhte Anzahl planktischer und benthischer Foraminiferen gekennzeichnet. Dieses Muster macht sich in den deutlich erhöhten Gesamtsediment- und Kalziumkarbonat-Akkumulationsraten bemerkbar und läßt im Gegensatz zum Nansen-Becken ein anderes terrigen beeinflusstes Sedimentationsregime vermuten. Der Einstrom von nordatlantischen Wassermassen in den östlichen Arktischen Ozean während des Zeitraumes um ca. 80 ka führte zu einer aufgelockerten Eisbedeckung und damit verbundenen erhöhten biogenen Produktion im Oberflächenwasser nicht nur im Nansen-Becken, sondern auch im Bereich des Nansen-Gakkel-Rückens. Das gleichzeitige Auftreten von gut erhaltenen benthischen Foraminiferen deutet auf gut ventilierte, O₂-reiche Bodengewassermassen hin, die gute ökologische Bedingungen vermuten lassen. Aufgrund der relativ hohen Gehalte planktischer und benthischer Foraminiferen auf dem Nansen-Gakkel-Rücken kann angenommen werden, daß während des Beginns des Glazials eine aufgelockerte Meereisdecke den Arktischen Ozean kennzeichnete. Aufgrund einer sehr geringen Sedimentationsrate auf dem Nansen-Gakkel-Rücken, einer relativ geringen biogenen Produktivität in der Wassersäule und sehr niedriger Karbonatlösung scheinen die hohen Gehalte an planktischen Foraminiferen ein "Anreicherungsprodukt" darzustellen. Die ermittelten Karbonatlösungs-

dizes auf dem Nansen-Gakkel-Rücken zeigen eine schwache Lösung der Foraminiferenschalen an, womit leicht CO₂-übersättigtes Bodenwasser angenommen werden können.

Der auf dem Yermak-Plateau ermittelte hohe TOC-Gehalt im Übergang des Interglazials zum Glazial, der organisch-petrographisch bestimmt wurde (s. Kap. 6.2), zeigt eine deutlich terrigene Herkunft des Materials an. Eine vermutete Algenblüte, wie sie häufig in Auftriebsgebieten vor Eisrandlagen zu beobachten ist, kann aufgrund des Fehlens typischer mariner Komponenten (z.B. Alginite) ausgeschlossen werden. Das sehr feinkörnige Material und der Erhaltungszustand der Komponenten lassen keine exakte Einstufung zu. Vereinzelte Kohlebruchstücke und das vermutliche Vorhandensein von "Sporiniten" (sehr schlecht erhalten) lassen auf terrigenes Material schließen. Ursprung und Eintrag der TOC-reichen Sedimente kann durch Transport der Sedimente aus der Region von Svalbard erklärt werden, da auf dem Schelf nördlich vor Spitsbergen, auf Spitsbergen und in der Barents See südlich von Svalbard organisch-reiche jurassische Sedimente anstehen (KELLY 1988). Ein "surge-Ereignis" (schnelles Gletscherfließen), das das Material auf das Yermak-Plateau lieferte, kann ausgeschlossen werden, da sonst die Sedimente durch gröberes gletschertransportiertes Material gekennzeichnet wären. Da die Sedimente jedoch sehr feinkörnig sind, ist ein Transport durch Meereis wahrscheinlicher. Abschmelzendes Meereis, das nach rezenten Untersuchungen der Sedimente im Meereis (s. WOLLENBURG 1991) sehr hohe TOC-Werte aufweist, kann zur Ablagerung der TOC-reichen Sedimente auf dem Yermak-Plateau geführt haben.

7.4 Sedimente des Zeitraumes 60 ka bis zur Termination I

Die Sedimente dieses Zeitraumes umfassen eine "wärmere" Phase innerhalb des letzten Glazials und das Hochglazial mit einer Meeresspiegelsenkung bis ca. 130 m unter das heutige Niveau (CHAPPELL & SHACKLETON 1986).

Mit Ausnahme des Kernes aus dem Nansen-Becken (KAL 21521) sind alle Kerne zwischen 60 ka und dem Beginn des Hochglazials durch geringe Sedimentationsraten gekennzeichnet (s. Abb. 36). Dies läßt sich durch

eine geringere Eisbedeckung der Kontinente erklären (VOGT 1986), obwohl in der Norwegisch-Grönländischen See die Eismassen direkt auf dem Schelfgebieten auflagen (s. KING et al. 1987, VORREN et al. 1989). Im Arktischen Ozean können die breiten Schelfe solche Eisbedingungen eingeschränkt haben, so daß Gletscher nicht direkt vom Schelf in die Meere münden und somit ein Sedimenttransport von Eisbergen in die offenen Ozeane eingeschränkt war. Der Höhepunkt der Weichsel-Vereisung um ca. 20 ka, der durch ausgedehnte Eisschilde über den angrenzenden Kontinenten gekennzeichnet ist, führte zu einem um ca. 130 m abgesenkten Meeresspiegel (CHAPPELL & SHACKLETON 1986). Die zunehmende Vergletscherung der Kontinente mit Beginn des Hochglazials bewirkte ein verstärktes Kalben von Eisbergen an der Gletscherfront und den Transport in die angrenzenden Ozeane. Damit verbunden konnten große Menge aufgearbeiteten terrigenen Materials von den Kontinenten und Schelfen in die Tiefseebecken gelangen (s. Kap. 7.1). Eine Meereisbildung war aufgrund der zum großen Teil trockenliegenden Schelfe drastisch eingeschränkt, so daß der terrigene Meereiseintrag von untergeordneter Bedeutung war. Im Nansen-Becken entsprechen die linearen Sedimentationsraten denen des Interglazials (ca. 3 cm/ky) und steigen ab ca. 40 ka auf 5 cm/ky an (AR Bulk Sediment $5-10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$). Am Nansen-Gakkel-Rücken erreichen sie sehr niedrige Werte (0.2-0.4 cm/ky). Im Hochglazial (24 ka bis zur Termination I) zeigen alle Kerne des östlichen Arktischen Ozeans erhöhte Sedimentationsraten gegenüber der vorhergehenden wärmeren Phase.

Im Nansen-Becken und auf dem Nansen-Gakkel-Rücken sind die Sandgehalte zwischen 60 ka und dem Hochglazial sehr gering und zeigen nur wenige, durch vereinzelter Eisbergtransport bedingte Ablagerungen. Diese episodischen Sedimentationsereignisse treten verstärkt im Übergang zur vorhergehenden Kaltphase auf. Vereinzelt Sandgehaltsmaxima können vermutlich als "surge-Ereignisse" oder Turbidite angesehen werden und beeinflussen hauptsächlich die Sedimente des Nansen-Beckens. Ein weiterer Transport der Sedimente in die zentralen Bereiche des Eurasischen Beckens kann ausgeschlossen werden, da ein entsprechendes Sedimentsignal auf dem Nansen-Gakkel-Rücken fehlt. Das zeigen die sehr niedrigen Akkumulationsraten auf dem Nansen-Gakkel-Rücken, die auf einen äußerst geringen Eintrag von biogenem und terrigenem Material hinweisen. Daher kann nur sehr wenig Sediment aus abschmelzendem Meereis und Eisbergen

sowie des marinen Planktons zur Sedimentation dieser Region beitragen.

Eine Zunahme der terrigenen Sedimentation mit Beginn des Hochglazials kennzeichnet die Sedimente des Yermak-Plateaus und des Nansen-Beckens. Ursache dieser Entwicklung kann in der verstärkten Gletschertätigkeit mit zunehmender Eisbedeckung der Kontinente und dem damit verbundenen terrigenen Sedimenteintrag liegen und dokumentiert das Absinken des Meeresspiegels zu Beginn des Hochglazials. Laminationen von sandigen Lagen können in den Kernen des Nansen-Beckens beobachtet werden und lassen vermuten, daß turbiditische oder konturitische Ablagerungen eine entscheidende Bedeutung für die Sedimentation im Nansen-Becken darstellen. Das Sandgehaltsmaximum (ca. 70 cm Sedimenttiefe) in SL 21533 vom Yermak-Plateau, daß durch extrem hohe Gehalte an biogenen Komponenten charakterisiert wird ist durch eine solche Umlagerung entstanden. Die Grobfraktionswerte der Fram I-4/7 Kerne aus dem östlichen Arktischen Ozean, die von MARKUSSEN et al. (1985) und ZAHN et al. (1985) untersucht wurden, zeigen relativ niedrig Werte ($>150 \mu\text{m}$: $< 4 \text{ Gew.}\%$). MARKUSSEN et al. (1985) vermuten daher, daß im Glazial weniger Eisberge im Arktischen Ozean drifteten oder diese nicht abschmolzen. Vergleichbar niedrige Grobfraktionswerte weisen die Kerne vom Nansen-Gakkel-Rücken auf und bestätigen die geringe Sedimentation terrigenen Materials von Eisbergen. Eine deutlich erhöhte Sedimentation der terrigenen Grobfraktion im Nansen-Gakkel-Rücken kann dagegen erst mit Beginn der Termination I festgestellt werden (s. Kap. 7.5), was auch von MARKUSSEN et al. (1985) in den weiter südwestlich gelegenen Kernen vom Nansen-Gakkel-Rücken beobachtet wurde. Daraus kann geschlossen werden, daß eine große Anzahl schmelzender Eisberge mit ihren Sedimenten den Arktischen Ozean während der Deglaziation zwischen dem letzten Hochglazial und dem Beginn des Holozäns beeinflussten.

Allgemein ist der Zeitraum zwischen 60 ka und dem Beginn des Hochglazials auf dem Nansen-Gakkel-Rücken durch geringe bis mittlere CaCO_3 -Gehalte gekennzeichnet, die in Übereinstimmung mit den Gehalten planktischer und benthischer Foraminiferen stehen. Das Auftreten und die Anzahl der Foraminiferen in den Rückenkernen während dieses Zeitraumes weist auf eine (saisonal) offene Meereisdecke hin und eine relativ geringe biogene Produktion des Oberflächenwassers. Die Verdün-

nung des biogenen Materials durch den Eintrag terrigener Komponenten wird durch Foraminiferen-freie Bereiche bestätigt, die durch hohe Sandgehalte charakterisiert sind. Ähnliche Meereisbedingungen wie sie im östlichen Arktischen Ozean herrschen werden von GARD & BACKMAN (1990) anhand von Coccolithen und von SPIELHAGEN (1990) anhand von groben eistransportiertem Material in der Framstraße und der Norwegisch-Grönländischen See vermutet. Daher lassen sich vergleichbare Meereisbedingungen aus dem Europäischen Nordmeer bis weit in das Eurasische Becken bestätigen und stehen im Widerspruch zu älteren Arbeiten von KELLOGG (1977, 1980), KELLOGG et al. (1978) und BELANGER (1982), die eine permanente Eisbedeckung in der Norwegisch-Grönländischen See angeben.

Der Zeitraum zwischen ca. 60 ka und 50 ka ist im Nansen-Becken (KAL 21521 und SL 21533) durch einen biogen-freien Horizont gekennzeichnet, der durch erhöhte Sandgehalte und terrigene Komponenten charakterisiert wird. Beiden Kerne weisen erhöhte Lösungsindizes oberhalb und unterhalb der Foraminiferen-freien Zone auf, so daß anzunehmen ist, daß die Karbonatlösung bei der Erhaltung der Foraminiferenschalen von Bedeutung ist. Ursache dieser eingeschränkten Bodenwasserbedingungen, scheint CO_2 -übersättigtes Wasser zu sein, das die Sedimente des Nansen-Beckens beeinflusste. Jedoch ist eine mittlere Karbonatlösungsintensität nicht der alleinige Faktor der für den biogen-freien Horizont verantwortlich ist. Eine Verdünnung der biogenen Produktion durch eistransportiertes Material scheint ein bedeutenderer Faktor zu sein. Eine Bestätigung dieser Vermutung ist im anschließenden Sedimenthorizont zu finden, wo geringe Sandgehalte durch eine hohe Foraminiferenanzahl gekennzeichnet sind. Das KAL 21521 aus dem Nansen-Becken ist bei ca. 45 ka durch einen relativ hohen Lösungsindex bestimmt, der auf eine eingeschränkte Bodenwasserzirkulation und CO_2 -reiche Bodenwassermassen von ca. 60 ka bis 45 ka hindeutet. Das Fehlen benthischer Foraminiferen, die erst bei ca. 26 ka wieder auftreten, läßt ökologisch schlechte Bodenwasserbedingungen vermuten. Die um ca. 40 ka und 25 ka auftretenden planktischen Foraminiferen sind durch geringe Lösung gekennzeichnet und lassen daher schwach CO_2 -übersättigte Bodenwassermassen erkennen, die eine relativ gute Karbonaterhaltung am Meeresboden ermöglichen. Das zeitgleiche Auftreten von Coccolithen (BAUMANN 1990) dokumentiert den Einfluß nord-

atlantischer Wassermassen im Nansen-Becken. Nur der Kern vom Yermak-Plateau zeigt bei ca. 30 ka einen relativ hohen Lösungsindex. Der biogen-freie Abschnitt (zwischen ca. 40-30 ka), mit niedrigen Sandgehalten, wird eher durch eine sehr geringe Produktion charakterisiert. Einschränkungen der ökologischen Bedingungen des Oberflächenwassers durch eine relativ kompakte und geschlossene Meereisdecke oder Bildung einer niedrig-salinen Schmelzwasserlinse können Ursache der geringen biogenen Produktion im östlichen Arktischen Ozean sein.

Die von MARKUSSEN (1986) beschriebenen eingeschränkten ökologischen Bedingungen nördlich von Svalbard gegenüber dem Fram-Becken, die sich in der Produktivität der planktischen Foraminiferen widerspiegelt, scheint eher durch den oben beschriebenen Verdünnungseffekt terrigenen Materials verursacht zu sein. Eine höhere Anzahl planktischer und benthischer Foraminiferen zeigen die Sedimente vom Nansen-Gakkel-Rücken als die aus dem Nansen-Becken. Jedoch ist dies ein Effekt der 5-fach geringeren Sedimentationsraten des Nansen-Gakkel-Rückens. Die schlechtere Karbonaterhaltung am Kontinentalhang nördlich von Svalbard wurde auch von MARKUSSEN (1986) festgestellt und steht in Übereinstimmung mit den Beobachtungen vom Yermak-Plateau und dem Nansen-Becken.

Eine Bestätigung, daß die Verdünnung durch terrigenes Material für die geringe Anzahl Foraminiferen im Nansen-Becken verantwortlich ist, können die Sedimente des Nansen-Gakkel-Rückens während des gesamten Zeitraumes zeigen. Durch den überwiegend geringen terrigenen Sedimenteintrag werden Foraminiferengehalte beobachtet, die in Bereichen verstärkten terrigenen Eintrags drastisch reduziert werden. Da die glaziale Eisbedeckung im zentralen Eurasischen Becken sicherlich nicht wesentlich unterschiedlich von den Bedingungen im Nansen-Becken war, können gleiche ökologische Bedingungen in beiden Regionen vermutet werden, die zu einer ähnlichen biogenen Sedimentation führt. Gleichen oder sogar höheren Kalziumkarbonatgehalte im Hochglazial als in den Sedimenten des Holozäns werden von ZAHN et al. (1985) auf dem Nansen-Gakkel-Rücken beobachtet. Ähnliche Werte wurden auch in den nordöstlich gelegenen Kernen der ARK-IV/3-Expedition festgestellt, die jedoch im Hochglazial geringfügig niedriger sind als die Werte im Holozän.

Der Einfluß der Karbonatlösung auf die Verteilung der kalkschaligen Organismen im östlichen Arktischen Ozean kann vernachlässigt werden, da

der Übergang zu den biogen-freien Horizonten durch schwache Lösung gekennzeichnet ist. Das Vorkommen von Schwammnadeln ab einer Sedimenttiefe von ca. 15 cm in den Kernen vom Nansen-Gakkel-Rücken, mit Ausnahme des GKG 21529, kann durch Opallösung erklärt werden (ABELMANN mdl. Mitt.). Ab dem Hochglazial ist das Vorkommen von Schwammnadeln jedoch weitestgehend an die Verteilung der benthischen Foraminiferen gebunden und folgt mit Beginn der Termination I auch dem deutlichen Anstieg der planktischen und benthischen Foraminiferen. Sie dokumentieren damit die verbesserten Oberflächen- und Bodenwassermassenbedingungen während des Überganges vom Hochglazial in das wärmere Interglazial.

Aufgrund erhöhter Sandgehalte und Gesamtsediment-Akkumulationsraten kann ein verstärkter terrigener Eintrag durch eine Meereisdecke/Eisberge angenommen werden. Die zeitliche Verteilung und vergleichbare Gehalte an planktischen Foraminiferen sind durch die Verdünnung terrigener Komponenten beeinflusst, so daß die biogene Produktivität des Oberflächenwassers sehr schwer zu bestimmen ist. Auf dem Nansen-Gakkel-Rücken, wo eine Verdünnung der biogenen Komponenten im Hochglazial sehr gering ist, zeigen die Gehalte an planktischen Foraminiferen niedrige bis mittlere Werte, die denen von MARKUSSEN et al. (1985) aus dem südöstlich gelegenen Kernen des Nansen-Gakkel-Rücken entsprechen und geringer sind als während der vorhergehenden wärmeren Phase. Die Eisbedeckung im Hochglazial der Weichsel-Vereisung muß demnach dichter gewesen sein als zu Beginn des wärmeren Zeitabschnittes um 60 ka. Die Bodenwasserbedingungen im Nansen-Becken lassen sich aufgrund der überwiegend schwachen Karbonatlösung der planktischen Foraminiferen als relativ gut bezeichnen und deuten aufgrund des gleichzeitige Auftreten benthischer Foraminiferen auf O₂-reiche, gut durchlüftete Bodenwassermassen hin. Gleiche Bodenwasserbedingungen wurden von MARKUSSEN (1986) am Kontinentalhang nördlich von Svalbard bestätigt. Die sehr gute Erhaltung der Foraminiferen auf dem Nansen-Gakkel-Rücken, die durch niedrige Lösungsindizes charakterisiert werden, deutet nach 20 ka auf CO₂-untersättigtes Bodenwasser hin. Vor 20 ka kann ein schwach korrosives Bodenwasser eine geringfügig schlechtere Karbonaterhaltung bewirkt haben. Das Vorkommen benthischer Foraminiferen bestätigt O₂-reiches Bodenwasser im Bereich des Rückens, was auch von MARKUSSEN et al. (1985) und ZAHN et. al. (1985) beobachtet wurde. Eine

eingeschränkte Bodenwasserzirkulation im östlichen Arktischen Ozean durch eine relativ geschlossenen Meereisdecke kann nicht bestätigt werden.

7.5 Termination I und das Holozän (ca. 15 ka bis rezent)

Der Beginn der letzten Deglaziation im Nordatlantik wird nach BARD et al. (1990) in den Zeitraum von ca. 15-14.5 ka festgelegt. Holozäne Bedingungen werden bei ca. 12.5-12 ka erreicht, mit einem kälteren Intervall zwischen 11 und 10 ka (Jüngere Dryas). Zu ähnlichen Ergebnissen kommen Sarnthein et al. (1982), die die gesamte Termination I in den Zeitraum von 16-8.5 ka legen. Diese Zeitspanne, die durch das Abschmelzen der großen Eisschilde auf der Nordhalbkugel charakterisiert ist, wird auch in den Sedimenten des östlichen Arktischen Ozeans dokumentiert. Die Kerne zeigen mit Beginn der Termination I a einen deutlichen Anstieg der terrigenen Sandfraktion, die sich in Form einzelner Sandgehaltsmaxima bemerkbar macht. Sie sind als Abschmelzereignisse und dem Beginn des Meeresspiegelanstiegs vom glazialen Tiefstand von 130 m unter dem heutigen Niveau (CHAPPELL & SHACKLETON 1986) bis auf das rezente Meeresspiegelniveau anzusehen (s. Abb. 36).

Der rapide Zerfall des großen Barents See Eisschildes wird nach JONES & KEIGWIN (1988) durch Untersuchungen von Sauerstoffisotopenmessungen mit ca. 15 ka datiert, was sich durch ein deutliches Schmelzwassersignal bemerkbar macht. Dadurch ausgelöst wurde terrigenes Material in die angrenzenden Meeresgebiete transportiert und ist in den Sedimenten des Nansen-Beckens und des Nansen-Gakkel-Rückens dokumentiert. Die Zunahme des terrigenen Eintrages, der im Nansen-Becken schon während des Hochglazial dokumentiert ist und auf turbiditische Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang zurückzuführen ist, kann in den Sedimenten des Nansen-Gakkel-Rückens erst im Zeitraum von ca. 14-12 ka beobachtet werden. Die Sedimente dieses Gebietes werden ausschließlich durch den terrigenen Eintrag von abschmelzenden Eisbergen beeinflusst, die während der Deglaziation vom Eisrand in den Arktischen Ozean drifteten und ihre Sedimentfracht auf dem Nansen-Gakkel-Rücken ablagerten. Ein Rückgang der Gesamtsediment-Akkumulationsrate im Nansen-Becken nach 12 ka deutet

daraufhin, daß mit dem steigenden Meeresspiegel die Schelfe wieder überflutet wurden und als Sedimentationsraum und Auffanggebiet der Sedimente dienten. Der bei niedrigen, freiliegenden Schelfen starke Sedimenttransport am Kontinentalhang in die Tiefseebecken, wurde bei Meeresspiegelhochständen deutlich eingeschränkt. Das wird im Nansen-Becken auch deutlich in den allgemein niedrigeren linearen Sedimentationsraten des Holozän (2-3 cm/ky) gegenüber den höheren Werten im letzten Glazial (5-6 cm/ky). Ein entgegengesetzter Trend ist für die Kerne auf dem Nansen-Gakkel-Rücken charakteristisch (Interglazial: 0.7-1 cm/ky, Glazial: 0.4-0.6 cm/ky) und dokumentiert den verstärkten terrigenen Sedimenteintrag durch abschmelzendes Meereis/Eisberge während des frühen Interglazials. Die Termination I ist im Nansen-Becken durch einen erheblich stärkeren terrigenen Sedimenteintrag charakterisiert wie auf dem Nansen-Gakkel-Rücken, was durch Beobachtungen von MARKUSSEN (1986) aus dem Fram-Becken bestätigt werden konnte. Die Gesamtsediment-Akkumulationsraten des Nansen-Gakkel-Rückens zeigen im Holozän eine abnehmende Tendenz, wohingegen die $> 63 \mu\text{m}$ -Akkumulationsrate einen Anstieg anzeigt. Die Ursache dieser Tendenz könnte in dem verringerten Eintrag von feinkörnigem Material (Gletschertrübe) liegen, das als Suspensionsfracht mit der Auflösung der großen kontinentalen Eismassen in den Arktischen Ozean transportiert wurde. Die überfluteten flachen Schelfgebiete, die eine Meereisbildung und damit die Aufnahme von terrigenem Material auf den Schelfen begünstigen, würden eigentlich zu einer Zunahme des feinkörnigen eistransportierten Materials in den Sedimenten der Tiefseebecken führen. Eine Möglichkeit für den entgegengesetzten Verlauf der Feinfraktion kann in einer geringeren Meereisbedeckung, die auch von MARKUSSEN (1986) angenommen wird, und der damit verbundenen verringerten Menge an terrigenem Material im Eis gesehen werden. Durch eine deutliche Zunahme der biogenen Produktion im Holozän zeigen die $> 63 \mu\text{m}$ -Akkumulationswerte einen deutlichen Anstieg, der im frühen Holozän noch durch erhöhte terrigene Komponenten beeinflusst wird.

Das Vorkommen biogener Komponenten im Nansen-Becken beschränkt sich auf das Holozän. Das Fehlen von biogenen Komponenten mit Beginn der Termination I ist auch hier wieder als terrigener Verdünnungseffekt und eine verringerte biogene Produktion im Oberflächenwasser anzusehen.

Ähnliche Beobachtungen wurden von MARKUSSEN (1986) am Kontinentalhang nördlich von Svalbard gemacht. Durch die Abschmelzphase der kontinentalen Eismassen und den dadurch bedingten starken Schmelzwassereinfluß wurde die biogene Oberflächenwasserproduktion im östlichen Arktischen Ozean drastisch eingeschränkt. Biogene Komponenten treten in den Kernen vom Nansen-Becken später auf als in den Kernen vom Nansen-Gakkel-Rücken, wodurch der terrigene Verdünnungseffekt beschrieben werden kann. Die Anzahl planktischer und benthischer Foraminiferen in den Sedimenten des Nansen-Gakkel-Rückens zeigen während der Termination I einen deutlichen Anstieg bis zu den hohen rezenten Werten. Der Beginn der gegenwärtigen ozeanischen Zirkulation im östlichen Arktischen Ozean scheint nach ZAHN et al. (1985) während der Termination I gegonnen zu haben. O₂-reiches, gemäßigt warmes Oberflächenwasser aus dem Nord-Atlantik, das durch die Framstraße in den Arktischen Ozean einfloß reflektiert den Rückgang des glazialen Eisschildes. Durch eine mögliche Reduzierung der Meereisdecke konnte die Planktonproduktivität ansteigen. Nach Untersuchungen von HALD et al. (1989) begann die Intrusion von Atlantikwasser am nordnorwegischen Schelf im Zeitraum um ca. 13 ka, so daß sich bis ca. 10 ka in der südwestlichen Barents See vergleichbare Umweltbedingungen wie heute etablierten. Diese Beobachtung steht auch in Übereinstimmung mit dem von ELVERHØI et al. (1990) beschriebenen vollständigen Zerfall des Barents See-Eisschildes bei ca. 10 ka und der Rückzug der Gletscher aus Nordnorwegen (VORREN et al. 1984). Daher kann für das Holozän im östlichen Arktischen Ozean eine aufgelockerte Meereisdecke angenommen werden.

Das zeitgleiche Auftreten und ein überwiegend identischer Kurvenverlauf der planktischen und benthischen Foraminiferen im Nansen-Becken deuten auf gute ökologische Bedingungen im Oberflächen- und Bodenwassermassen im Holozän hin. Auch die Sedimente des Nansen-Gakkel-Rückens zeigen ein übereinstimmendes Auftreten von planktischen und benthischen Foraminiferen. Eingeschränkte ökologische Bedingungen, wie sie in den Kernen vom Nansen-Gakkel-Rücken durch einen Rückgang der Foraminiferenproduktivität bei ca. 9.5 ka (Termination I b) beobachtet werden können, sind zeitgleich im Benthos und Plankton dokumentiert und zeigen verschlechterte ökologische Bedingungen im Oberflächen- und Bodenwasser an. Diese Beobachtung, die durch den Schmelzwassereinfluß und eine

dadurch verringerte biogene Produktion vermutet werden kann ist jedoch nicht in allen Kernen des Nansen-Gakkel-Rückens zu beobachten. Ein Maximum der Foraminiferenproduktion bei ca. 8 ka, das jedoch nicht in allen Kernen aufgelöst werden kann, spiegelt das Atlantikum und die Termination I c wider.

Das Holozän ist durch einen guten Austausch der Oberflächenwassermassen mit dem Bodenwasser charakterisiert, was sich auch in der guten Karbonaterhaltung widerspiegelt. Die Karbonaterhaltung im Nansen-Becken ist durch eine schwache Lösung bestimmt, die O₂-reiche Bodenwassermassen vermuten läßt. Auf dem Nansen-Gakkel-Rücken findet seit dem Beginn der Termination I nahezu keine Karbonatlösung statt, mit Ausnahme eines schwachen Lösungsmaximums zwischen 11 und 10 ka, das in Verbindung mit einer eingeschränkten Wassermassenzirkulation im östlichen Arktischen Ozean während der Jüngeren Dryas gesehen werden kann.

7.6 Paläo-ozeanographische Zirkulation während der vergangenen ca. 220 ka

Untersuchungen von KELLOGG (1977, 1980) zeigen, daß das Oberflächenströmungssystem im Bereich der Norwegisch-Grönländischen See starken Schwankungen unterworfen war und warmes subpolares Wasser im Holozän und letzten Interglazial nachgewiesen werden kann. Für den in dieser Arbeit untersuchten Zeitraum kann nach HENRICH (1989) und HENRICH et al. (1989b) zusätzlich ein schwacher, aber deutlich nachweisbarer Norwegenstrom für das Isotopenstadium 7 und 6.5 in der Norwegischen See nachgewiesen werden. Der jüngste Abschnitt des Stadiums 7 und der Zeitraum des Stadiums 6.5 werden auch auf dem Nansen-Gakkel-Rücken durch das Vorkommen planktischer und benthischer Foraminiferen sowie erhöhter Karbonatgehalte dokumentiert. GARD & BACKMAN (1990) stellten anhand von Coccolithenuntersuchungen den Einfluß wärmerer Wassermassen bis in den Arktischen Ozean hinein fest und wiesen den Einfluß von atlantischen Wassermassen im Bereich der Stadiengrenze 3/4 (ca. 60 ka) und 5.1 (ca. 80 ka) nach. Coccolithenuntersuchungen von BAUMANN (1990) im Arktischen Ozean zeigen, daß interglaziale Sedimente durch das Auftreten der Warmwasser Coccolithen *C. leptoporus* in der Framstraße

und im Nansen-Becken (KAL 21521 und SL 21533) erkannt werden können. In den Sedimenten des Nansen-Gakkel-Rückens fehlen sie dagegen, so daß der Einfluß "wärmerer" Wassermassen im Nansen-Becken nur im letzten Interglazial, während des Zeitraumes von ca. 45 ka bis 25 ka und im Holozän beobachtet wird. Durch Untersuchungen von groben eistransportiertem Material aus der Framstraße (SPIELHAGEN 1990) und dem Arktischen Ozean (KUBISCH 1991) konnte nachgewiesen werden, daß der Ostgrönlandstrom und sein Zustrom aus dem Arktischen Ozean, die Transpolare Drift, im letzten Glazial/Interglazialzyklus ein relativ stabiles System darstellte und nur geringen Schwankungen unterworfen war.

7.7 Zusammenfassung der Sedimentation und der ozeanischen Zirkulation (ca. 220 - rezent)

Charakteristisch für die Sedimente älter als ca. 130 ka sind die sehr hohen Sandgehalte in den Kernen des östlichen Arktischen Ozean, die in den jüngeren Sedimenten nicht mehr beobachtet werden können. Die Ursache dieser verstärkten terrigenen Sedimentation ist in den klimatischen Bedingungen des vorletzten Glazials (186-128 ka) zu sehen, für das eine weitreichendere Eisbedeckung Eurasiens angenommen wird wie für das letzte Glazial. Dadurch bedingt bestand die Möglichkeit, daß während des gesamten Glazials große Mengen terrigenen Materials durch Gletschertätigkeit von den trockenliegenden Schelfen in die Tiefseebecken transportiert wurden. Der Verlauf der damaligen Transpolaren Drift, die wie heute nach Süden versetzt, muß entscheidenden Einfluß auf die hohen Sedimentationsraten im Eurasischen Becken gehabt haben, da im gleichen Zeitraum das Amerasische Becken durch sehr niedrige Sedimentationsraten charakterisiert wurde. Die deutliche Abnahme der Sandgehalte und der terrigenen Komponenten mit Beginn des Interglazials sind charakteristisch für die Sedimente des Zeitraums zwischen 130-60 ka. Die Kerne des Nansen-Gakkel-Rückens weisen erheblich geringere Sedimentations- und Akkumulationsraten auf als im vorhergehenden Glazial. Die Sedimentationsraten entsprechen denen des Amerasischen Beckens, wohingegen die Sedimente des Nansen-Beckens annähernd gleiche Sedimentations- und Akkumulationsraten bis zum Holozän aufweisen. Ur-

sache dieser Änderung im Sedimentationsregime kann in einer Verlagerung der damaligen Transpolaren Drift zu sehen sein, die sich nach dem Glazial weiter in das Eurasische Becken verlagerte. Die große Variation des terrigenen Eintrages während des Interglazials und des folgenden Glazials bis ca. 60 ka, ist an Meeresspiegelanstiege und Deglaziationsphasen der wechselnden Kalt- und Warmphasen gebunden. Auch für diesen Zeitraum ist der terrigene Eintrag der dominierende Faktor, der die biogene Sedimentation (Vorkommen und Verteilung planktischer und benthischer Foraminiferen) beeinflusst und steuert. Niedrige Sedimentations- und Akkumulationsraten kennzeichnen die Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans während des wärmeren Abschnittes des Glazials (ca. 60 ka bis zum Hochglazial) und dokumentiert den verringerten Eistransport aufgrund einer geringeren Eisbedeckung der Kontinente. Erst das Hochglazial mit seiner größeren Eisausdehnung zeigt einen verstärkten terrigenen Eintrag in den Sedimenten des Nansen-Beckens. Auf dem Nansen-Gakkel-Rücken kann der verstärkte terrigene Eintrag nicht beobachtet werden, da die Ursache im Eintragsmechanismus der Sedimente vom Schelf hangabwärts in die Beckenregionen erfolgte. Mit Beginn der Termination I wird in allen Sedimentkernen ein deutlicher Anstieg der Sedimentations- und Akkumulationsraten beobachtet, der in Verbindung mit dem Abschmelzen der kontinentalen Eiskappen zu sehen ist.

Die überwiegend fossil-leeren Sedimente im Bereich des Nansen-Gakkel-Rückens werden von wenigen Horizonten unterbrochen die planktische und benthische Foraminiferen enthalten und in Verbindung mit Akkumulationsraten, Sand- und Karbonatgehalten, usw. als "wärmere" Zeitabschnitte dokumentiert werden können. Sie treten zwischen ca. 225 ka bis 186 ka und 175 ka bis 165 ka auf und dokumentieren eine teilweise offene Meereisdecke, die durch den Einstrom nordatlantischer Wassermassen verursacht sein kann. Für die wenigen Abschnitte in denen Foraminiferen im Nansen-Becken auftraten, wurde eine schwache Karbonatlösung ermittelt, die für diese Abschnitte auf O₂-reiche Bodenwasserbedingungen hinweist. Planktische und benthische Foraminiferen, die als Indikatoren für charakteristische Oberflächen- und Bodenwassermassen angesehen werden können, werden im östlichen Arktischen Ozean hauptsächlich während der wärmeren Phasen des Interglazials beobachtet. Mit Beginn des Glazials (ca. 70 ka) sinken die Foraminiferengehalte im Sediment ab und es

treten Foraminiferen-freie Zonen auf. Unterschiedliche biogene Verteilungen im Nansen-Becken und Nansen-Gakkel-Rücken sind auf wechselnden, starken terrigenen Eintrag in den verschiedenen Bereichen zurückzuführen. Die Bodenwasserbedingungen im Nansen-Becken sind im Interglazial durch leicht CO_2 -übersättigte Wassermassen charakterisiert, die eine überwiegend schwache Karbonatlösung anzeigen. Erst mit Beginn des Glazials kann eine verstärkte Karbonatlösung beobachtet werden. Der Nansen-Gakkel-Rücken zeigt dagegen relativ gut erhaltene planktische und benthische Foraminiferen, die auf O_2 -reiche, gut durchlüftete Bodenwassermassen hinweisen und sich deutlich vom Nansen-Becken unterscheiden. Der Einfluß nordatlantischer Wassermassen kann für die wärmeren Phasen des Interglazials (um 115 ka und 80 ka) und den Beginn des Glazials nachgewiesen werden. Daher kann für den östlichen Arktischen Ozean eine relativ lockere Meereisdecke im beobachteten Zeitraum vermutet werden. Das Vorkommen und die Verteilung der planktischen und benthischen Foraminiferen ist auch während des Glazials hauptsächlich an wärmere Phasen gebunden und spiegelt den Verdünnungseffekt durch terrigenes Material wider. Die Karbonatlösung im Nansen-Becken weist bis zur Termination I allgemein auf schwach CO_2 -übersättigte Bodenwassermassen hin. Jedoch sind einzelne Bereiche durch Foraminiferen-freie Zonen (ca. 60-50 ka und 40-30 ka) und verstärkte Karbonatlösung gekennzeichnet, die auf eingeschränkte Bodenwasserbedingungen und CO_2 -reiche Wassermassen hinweisen. Der Nansen-Gakkel-Rücken zeigt eine schwache Karbonatlösung, was in Verbindung mit benthischen Foraminiferen auf relativ gut durchlüftete, O_2 -reiche Bodenwassermassen schließen läßt. Der Einstrom nordatlantischer Wassermassen kann im Nansen-Becken im Zeitraum zwischen ca. 40 ka bis 25 ka bestätigt werden. Relativ lockere Meereisbedingungen können in den wärmeren Phasen des Glazials (60-24 ka) angenommen werden, während für das Hochglazial eine relativ kompakte Meereisdecke angenommen werden kann. Die biogene Produktion zeigt während der Termination I einen deutlichen Anstieg zu den hohen rezenten Werten, die in Verbindung mit O_2 -reichen, gemäßigt warmen Oberflächenwassermassen aus dem Nordatlantik zu sehen sind und der gegenwärtigen ozeanischen Zirkulation entsprechen. Eine niedrige Karbonatlösung zeigen die Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans und lassen O_2 -reiche, gut durchlüftete Bodenwasserbedingungen erkennen. Nach dem verstärkten Eis-

bergtransport während der Termination I entwickelten sich im Holozän die gegenwärtigen Eisbedingungen. Ein Rückgang der Foraminiferenproduktion kann auf dem Nansen-Gakkel-Rücken bei ca. 9.5 ka (Termination I b) beobachtet werden und dokumentiert verschlechterten ökologischen Bedingungen im Oberflächen- und Bodenwasser.

8 SCHLUßFOLGERUNGEN

Die in Kapitel 7 diskutierten Ergebnisse erlauben folgende Schlußfolgerungen für die Ablagerungsbedingungen und die Paläo-Ozeanographie des östlichen Arktischen Ozean während der letzten ca. 250.000 Jahre:

Die Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans sind während des gesamten Zeitraumes durch den Einfluß eistransportierten Materials charakterisiert, die die Wechselwirkung von Meeresspiegeländerungen und Eiskappenausdehnung der Kalt- und Warmzeiten widerspiegeln. Eine verstärkte terrigene Sedimentation kann besonders zu Zeiten beginnender Vereisung und Deglaziationsphasen beobachtet werden, die mit sinkenden bzw. ansteigenden Meeresspiegelständen korrelieren.

Zwei Sedimentationsregime lassen sich im östlichen Arktischen Ozean feststellen: - Das Nansen-Becken mit hohen Sedimentations- und Akkumulationsraten (cm-dm/ky), die den direkten terrigenen Eintrag von den Kontinenten in die Tiefsee widerspiegeln. - Der Bereich des Nansen-Gakkel-Rückens mit geringen Sedimentations- und Akkumulationsraten (mm/ky), die denen des Amerasischen Beckens entsprechen und der durch den terrigener Eintrag durch Eistransport beeinflusst wird. .

Räumliche Veränderungen des Sedimentationsregimes können im Bereich des Nansen-Gakkel-Rücken während des vorletzten Glazials (Sedimente > 130 ka) beobachtet werden. Ein deutlich höher Sedimenteintrag (cm-dm/ky) deutet auf einen drastischen Wechsel der Sedimentation in der Transpolar-Drift vor ca. 130 ka hin, die durch eine größere kontinentale Vereisung und eine dadurch verstärkte terrigene Sedimentation im Eurasischen Becken erklärt werden können.

Die terrigene Verdünnung der biogenen Komponenten ist ein wichtiger Faktor der das Vorkommen und die Verteilung der planktischen und benthischen Foraminiferen im östlichen Arktischen Ozean stark beeinflusst. Eine Zunahme der biogenen Sedimentation (planktische und benthische Foraminiferen) kann in den "wärmeren" Abschnitten der untersuchten Sedimente beobachtet werden.

Wärmere Abschnitte um ca. 195 ka und 165 ka auf dem Nansen-Gakkel-Rücken werden durch eine niedrige Karbonatproduktion und das Auftreten benthischer und planktischer Foraminiferen dokumentiert und lassen eine

zumindest saisonal offene Meereisdecke vermuten, die den Einfluß nordatlantischer Wassermassen auf dem Nansen-Gakkel-Rücken bestätigen.

Der klimatisch dem heutigen Interglazial entsprechende wärmere Zeitraum des Klimaoptimums im letzten Interglazial kann im östlichen Arktischen Ozean durch den Einstrom von Nordatlantikwasser anhand planktischer Foraminiferen nachgewiesen werden, obwohl die abschmelzenden kontinentalen Eiskappen (terrigen Verdünnung, Schmelzwasser) die Wassermassen und die Sedimente des Eurasischen Beckens deutlich beeinflussen. Erst die wärmeren Abschnitte im letzten Interglazial werden im östlichen Arktischen Ozean verstärkt durch planktische und benthische Foraminiferen dokumentiert.

Die Kalziumkarbonatgehalte im Eurasischen Becken sind allgemein sehr gering (2-10 Gew.-%) und werden im wesentlichen durch das Auftreten von kalkigen Organismenreste planktischer und benthischer Foraminiferen sowie Coccolithen bestimmt. Aufgrund des zeitlichen Vorkommens der kalkigen Organismen kann auch während der Glaziale auf eine zumindest saisonal aufgelockerte Meereisdecke im östlichen Arktischen Ozean geschlossen werden. Eine Karbonatstratigraphie, wie im Europäischen Nordmeer, kann im östlichen Arktischen Ozean nicht angewandt werden.

Allgemein hohe TOC-Gehalte in den Sedimenten des östlichen Arktischen Ozean (ca. 0.5-2 Gew.-%) repräsentieren den terrigenen organischen Kohlenstoffeintrag (in vorletzten Glazial durch Kohle dokumentiert) durch Meereis und/oder Eisberge. Nur untergeordnet kann mariner organischer Kohlenstoff zur Sedimentation beitragen und deutet auf eine geringe biogene Produktivität des Oberflächenwassers hin.

Mit Beginn der Termination I steigen die Gehalte an planktischen und benthischen Foraminiferen im Sediment langsam an und deuten auf verbesserte ökologische Bedingungen (offene Meereisdecke) hin, die mit dem Einfluß warmer atlantischer Wassermassen und dem Zerfall der kontinentalen Eismassen verbunden sind.

Die Jüngere Dryas macht sich durch eine Reduzierung der Plankton- und Benthosproduktion bei ca. 9.5 ka (Termination I b) auf dem Nansen-Gakkel-Rücken bemerkbar, dem bei ca. 8 ka ein erhöhtes Vorkommen planktischer und benthischer Foraminiferen folgt.

Die Bodenwasserbedingungen im östlichen Arktischen Ozean scheinen während der letzten ca. 250.000 Jahre relativ gut gewesen zu sein.

Überwiegend O_2 -reiche Wassermassen können während des ganzen Zeitraums vermutet werden. Stärker korrosive Bodenwassermassen können im Nansen-Becken beobachtet werden, während auf dem Nansen-Gakkel-Rücken gering CO_2 -reiches Wasser vermutet wird. Nach 20 ka wird der Nansen-Gakkel-Rücken durch eine sehr gute Karbonaterhaltung charakterisiert, die während 11-10 ka (Jüngerer Dryas) eine schlechtere Erhaltung anzeigt.

Eine allgemein geringe Karbonatlösung, die schwach korrosive Bodenwassermassen im Nansen-Becken und auf dem Yermak-Plateau dokumentieren, kann in Glazialen und Interglazialen beobachtet werden. Zwischen ca. 140 ka und 70 ka treten Zeiten intensiver Karbonatlösung und biogen-freien Horizonte zeitlich unterschiedliche auf. Ab ca. 70 ka treten zeitlich nahezu übereinstimmende Foraminiferen-freie Horizonte auf (ca. 70-50 ka, 40-35 ka und 18-5 ka), die das Zusammenwirken der Karbonatlösung und terrigener Verdünnung (bei geringer biogener Produktion) dokumentieren.

Die rezente Lage der Lysokline im östlichen Arktischen Ozean kann nur in den tiefen Bereichen des Rifttales im Nansen-Gakkel-Rücken, unterhalb von ca. 4600 m Wassertiefe beobachtet werden. Oberhalb dieser Wassertiefe sind die Sedimente durch eine sehr gute Karbonaterhaltung dokumentiert. Karbonat-freie Sedimente können nur in den oberen Bereichen des Kontinentalhanges festgestellt werden.

DANK

Herrn Prof. Dr. Jörn Thiede danke ich für die Vergabe und Betreuung der Arbeit und seine großzügige Bereitstellung von finanziellen Mitteln, die die Teilnahme an nationalen und internationalen Tagungen ermöglichen.

Danken möchte ich allen Kolleginnen und Kollegen der Abt. Paläo-Ozeanographie am GEOMAR, die mich in der Endfassung der Arbeit mit fachlichem Rat und aufmunternden Worten unterstützt haben. Frau Dr. Heidemarie Kassens und den Herren Dr. Rüdiger Henrich, Dr. Robert Spielhagen, Dr. Thomas Wolf und Dr. Ingo Wollenburg danke ich besonders herzlich für ihre konstruktive Kritik bei der Durchsicht des Manuskriptes. Frau Sabine Köhler und Frau Dr. Michaela Kubisch sowie Herrn Dr. Toni Eisenhauer (Heidelberg) danke ich für die aufschlußreichen fachlichen Diskussionen.

Ein besonderer Dank an Herrn Horst Bohrmann für die Überlassung der Daten der Trockenraumdichten, der Karbonat- und organische Kohlenstoffgehalte von KAL 2152⁴ sowie der fachlichen Diskussion zur Stratigraphie. Weiterhin gilt mein Dank Herrn Dr. Jürgen Mienert für die Bereitstellung der Karbonatgehalte von GKG 2152⁴.

Für die organisch-petrographische Bestimmung und fachliche Beratung möchte ich sehr herzlich Herrn Tom Wagner danken. Außerdem bedanke ich mich bei Herrn Dr. Kai Emeis (GIK), Herrn Dr. Brian Horsfield und Frau E. Biermanns (KFA Jülich) für ihre rasche Untersuchung des organischen Materials.

Einen herzlichen Dank an die Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter der Verwaltung am GEOMAR, besonders an die Herren Horst Heyn, Uwe Herzog und Volker Weber ohne deren freundliche Unterstützung und schnelle Hilfe die Arbeit so nicht hätte entstehen können.

Für die Labor- und Auswertearbeit danke ich Frau Karen Eumann, Frau Britta Pörksen und Herrn Michael Ruff. Ein besonderer Dank gilt Frau Claudia Oeschger für ihre tatkräftige, schnellen und sorgfältigen Computer- und Zeichenarbeit.

Weiterhin gilt mein Dank dem PFVS "POLARSTERN" unter Kapitän H. Jonas und seiner Mannschaft.

Dem Land Schleswig-Holstein und GEOMAR danke ich für die finanzielle Förderung.

Meinen Eltern möchte ich danken, da ohne ihre Unterstützung und Verständnis diese Arbeit nicht entstanden wäre.

Der Dank, der meiner Freundin Dorothea Brandenburg für ihre tatkräftige Hilfe und ihr Verständnis besonders in der Endphase der Arbeit gilt, läßt sich nicht mit Worten ausdrücken.

Abschließend bedanke ich mich bei meinen Freunden Siggi Podewski und Helmut Beese für ihre Anteilnahme und Aufmunterung vor allem in der letzten Arbeitsphase.

LITERATUR

- AAGAARD, K. (1981): On the deep circulation in the Arctic Ocean. - Deep-Sea Res., Vol.28A, No.3, 251 - 268.
- AAGAARD, K. (1989): A synthesis of the Arctic Ocean circulation. - Rapp. Proc.-verb. Reun., Int. Counc. Explor. (Kopenhagen), 11 - 22.
- AAGAARD, K., COACHMAN, L.K. & CARMACK, E. (1981): On the halocline of the Arctic Ocean. - Deep-Sea Res., Vol.28A, No.6, 529 - 545.
- AAGAARD, K., SWIFT, J.H. & CARMACK, E.C. (1985): Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas. - J. Geophys. Res., Vol.90, No.C3, 4833 - 4846.
- AKSU, A.E. (1983): Holocene and Pleistocene dissolution cycles in deep-sea cores of Baffin Bay and Davis Strait: Palaeoceanographic implications. - Marine Geol., 53, 331 - 348.
- AKSU, A.E. & MUDIE, P.J. (1985): Magnetostratigraphy and palynology demonstrate at least 4 million years of Arctic Ocean sedimentation. - Nature, 318, 280 - 283.
- ALAJBEG, A., BRITVIC, V., SVEL-CEROVECKI, S., CORNFORD, C., TODORIC, A., RAJKOVIC, J., BARIC, G. & PUTNIKOVIC, A. (1990): Geochemical study of the oils and source rocks in the Pannonian Basin (Yugoslavia). - Org. Geochem., Vol.16, No.1-3, 339 - 352.
- ANDERSON, J.B. (1975): Factors controlling CaCO_3 dissolution in the Weddell Sea from foraminiferal distribution patterns. - Marine Geol., 19, 315 - 332.
- ANDERSON, L.G. & JONES, E.P. (1986): Water masses and their chemical constituents in the western Nansen Basin of the Arctic Ocean. - Oceanol. Acta, Vol.9, No.3, 277 - 283.
- ANDERSON, L.G. & DRYSEN, D. (1989): Chemical oceanography of the Arctic Ocean. - In: HERMAN, Y. (ed.): The Arctic Seas, Van Nostrand Reinhold Company (New York): 93 - 114.
- ANDERSON, L.G., JONES, E.P., KOLTERMANN, K.P., SCHLOSSER, P., SWIFT, J.H. & WALLACE, D.W.R. (1989): The first oceanographic section across the Nansen Basin in the Arctic Ocean. - Deep-Sea Res., Vol. 36, No.3, 475 - 482.
- BARD, E., LABEYRIE, L.D., PICHON, J.-J., LABRACHERIE, M., ARNOLD, M., DUPRAT, J., MOYES, J. & DUPLESSY, J.-C. (1990): The last deglaciation in the southern and northern hemispheres: A comparison based on oxygen isotope, sea surface temperature estimates, and accelerator ^{14}C dating from deep-sea sediments. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, NATO ASI Series C, Vol.308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht): 405 - 415.
- BARNES, P.W., REIMNITZ, E. & FOX, D. (1982): Ice rafting of fine grained sediment, a sorting and transportation mechanism, Beaufort Sea, Alaska. - J. Sed. Petrol., 52, 493 - 502.

- BAUMANN, M. (1990): Coccoliths in sediments of the Eastern Arctic Basin. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): Geologic History of the Polar Ocean: Arctic versus Antarctic, NATO ASI Series C, Vol.308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht): 437 - 445.
- BELANGER, P.E. (1982): Paleo-oceanography of the Norwegian Sea during the past 130,000 years: Coccolithophorid and foraminiferal data. - *Boreas*, 11, 29 - 35.
- BERGER, A.L. (1984): Accuracy and frequency stability of the earth's orbital elements during the Quaternary. - In: BERGER, A.L. et al. (eds.): Milankovitch and climate, Reidel, (Boston), 3 - 39.
- BERGER, W.H. (1968): Planktonic foraminifera: Selective solution and paleoclimatic interpretation. - *Deep-Sea Res.*, Vol.15, 31 - 45.
- BERGER, W.H. (1970): Planktonic foraminifera: Selective solution and the lysocline. - *Marine Geol.*, 8, 111 - 138.
- BERGER, W.H. (1971): Sedimentation of planktonic foraminifera. - *Marine Geol.*, 11, 325 - 358.
- BERGER, W.H. (1975): Deep-sea carbonates: Dissolution profiles from foraminiferal preservation, dissolution of deep-sea carbonates. - *Cushman Found. Foram. Res. Spec. Publ.*, 13, 82 - 86.
- BERGER, W.H. & WINTERER, E.L. (1974): Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. - In: HSÜ, K.J. & JENKINS, H.C. (eds.): Pelagic sediments on land and under the sea, Intern. Assoc. Sediment. Spec. Publ., 1, 11 - 48.
- BIESER, J. (subm.): Taxonomic studies on modern benthic foraminifera from the Nansen Basin north of Kvitøya. - *Deep-Sea Res.*
- BISCHOF, J., KOCH, J., KUBISCH, M., SPIELHAGEN, R.F. & THIEDE, J. (1990): Nordic seas surface ice drift reconstructions - evidence from ice rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6. - In: DOWDESWELL, J.A. & SCOURSE, J.D. (eds.): Glacimarine Environments: Processes and Sediments, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 53, (London): 275 - 291.
- BOHRMANN, H. (1991): Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans. - Dissertation an der Math.- Nat. Fak. der Univ. Kiel.
- BOTZ, R. (1990): Datierung von karbonatarmen Sedimenten. - unveröffentlicher Abschlußbericht Framstraßen-Projekt: Framstraße: Hydrobiologische und geowissenschaftliche Schlüsselregion für Nord-west-Europa, 81 pp.
- BROECKER, W.S. & PENG, T.H. (1987): The role of CaCO_3 compensation in the glacial to interglacial atmospheric CO_2 change. - *Global Biogeochem. Cycles*, Vol.1, No.1, 15 - 29.
- CHAPPELL, J. & SHACKLETON, N.J. (1986): Oxygen isotopes and sea level. - *Nature*, 324, 137 - 140.
- CLARK, D.L. & HANSON, A. (1983): Central Arctic Ocean sediment texture: A key to ice transport mechanisms. - In: MOLNIA, B.F. (ed.): Glacial-Marine Sedimentation, Plenum (New York): 301 - 330.

- CLARK, D.L., ANDREE, M., BROECKER, W.S., MIX, A.C., BONANI, G., HOFMANN, H.J., MORENZONI, E., NESSI, M., SUTER, M. & WOELFLI, W. (1986): Arctic Ocean chronology confirmed by accelerator ^{14}C dating. - *Geophys. Res. Lett.*, 13, 319 - 321.
- COACHMAN, L.K. & AAGAARD, K. (1974): Physical oceanography of arctic and subarctic seas. - In: HERMAN, Y. (ed.): *Marine geology and oceanography of the Arctic Seas*, Springer Verlag (New York): 1 - 72.
- COLONY, R. & THORNDIKE, A.S. (1985): An estimate of the mean field of Arctic sea ice motion. - *J. Geophys. Res.*, 89, C6, 10623 - 10629.
- CROWLEY, T.J. (1983): Depth dependent carbonate dissolution changes in the eastern North Atlantic during the last 170.000 years. - *Marine Geol.*, 54, 25 - 31.
- DARBY, D.A., NAIDU, A.S., MOWATT, T.C. & JONES, G. (1989): Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean. - In: HERMAN, Y. (ed.): *The Arctic Seas*, Van Nostrand Reinhold Company (New York): 657 - 727.
- EHRMANN, W. & THIEDE, J. (1985): History of Mesozoic and Cenozoic sediment fluxes to the North Atlantic Ocean. - *Contr. Sediment.*, 15, 109 pp.
- EISENHAEUER, A. (in Vorb.): High resolution Be^{10} stratigraphy of arctic sediment cores. - Paul Scherrer-Institut, Extended Abstract, Progress Rep. 1990 (H.W. GÄGGLER, ed.), Villigen, Schweiz.
- ELVERHØI, A., NYLAND-BERG, M., RUSSWURM, L. & SOLHEIM, A. (1990): Late Weichselian ice recession in the Central Barents Sea. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): *Geological history of the Polar Ocean: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Series C, Vol.308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht): 289 - 307.
- ELVERHØI, A. & HENRICH, R. (im Druck): Ancient glacial-marine sediments. - In: MENZIES, A. (ed.): *Sediments and landforms of past glacial environments*, Pergamon Press.
- FARRELL, J.W. & PRELL, W.L. (1989): Climate change and CaCO_3 preservation: An 800.000 year bathymetric reconstruction from the central equatorial Pacific Ocean. - *Paleoceanography*, 4, 447 - 466.
- GARD, G. (1986): Calcareous nannofossil biostratigraphy of late Quaternary Arctic sediments. - *Boreas*, 15, 217 - 229.
- GARD, G. (1987): Late Quaternary calcareous nannofossil biostratigraphy and sedimentation patterns: Fram Strait, Arctica. - *Paleoceanography*, 2, 219 - 229.
- GARD, G. & BACKMAN, J. (1990): Synthesis of arctic and sub-arctic coccolith biochronology and history of North Atlantic drift water influx during the last 500,000 years. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Serie C, Vol.308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht), 417 - 436.

- GARDNER, J.V. (1975): Late Pleistocene carbonate dissolution cycles in the eastern equatorial Atlantic, dissolution of deep-sea carbonates. - *Cushman Found. Foram. Spec. Publ.*, 13, 129 - 141.
- GORDIENKO, P. & LAKTIONOV, A.F. (1969): Circulation and physics of the Arctic Basin waters. - In: *Annals of the Int. Geophys. Year, XLVI Oceanography*, Pergamon Press, (New York): 94 - 112.
- HAAKE, F.W. & PFLAUMANN, U. (1989): Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Vöring Plateau, Norwegian Sea. - *Boreas*, 18, 343 - 356.
- HALD, M., DANIELSEN, T.K. & LORENTZEN, S. (1989): Late Pleistocene-Holocene benthic foraminiferal distribution in the southwestern Barents Sea: Paleoenvironmental implications. - *Boreas*, 18, 367 - 388.
- HENRICH, R. (1986): A calcite dissolution pulse in the Norwegian-Greenland Sea during the last deglaciation. - *Geol. Rundschau*, 75 (3), 805 - 827.
- HENRICH, R. (1989): Glacial/Interglacial cycles in the Norwegian Sea: Sedimentology, paleoceanography and evolution of late Pliocene to Quaternary northern hemisphere climate - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 189 - 232.
- HENRICH, R. (1990): Cycles, rhythms, and events in quaternary Arctic and Antarctic glaciomarine deposits. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Serie C, Vol.308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht), 213 - 244.
- HENRICH, R., WOLF, T., BOHRMANN, G. & THIEDE, J. (1989a): Cenozoic paleoclimatic and paleoceanographic changes in the northern hemisphere revealed by variability of coarse fraction composition in sediments from the Vöring Plateau - ODP Leg 104 Drillsites. - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al. (eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program): 77 - 188.
- HENRICH, R., KASSENS, H., VOGELSANG, E. & THIEDE, J. (1989b): Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka. - *Marine Geol.*, 86, 283 - 319.
- HONJO, S., MANGANINI, J., KAROWE, A. & WOODWARD, B.L. (1987): Particle fluxes, northeastern Nordic Seas: 1983-1986. - *Techn. Rept. WHOI-87-17*, 84 pp.
- JANSEN, E., SEJRUP, H.P., EJAERAN, T., HALD, M., HOLTEDAHL, H. & SCARBO, O. (1983): Late Weichselian paleoceanography of the southeastern Norwegian Sea. - *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 63, 117 - 146.
- JANSEN, E. & ERLLENKEUSER, H. (1985): Ocean circulation in the Norwegian Sea during the last deglaciation: Isotopic evidence. - *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 49, 189 - 206.
- JOHANNESSEN, O.M. (1986): Brief overview of the physical oceanography. - In: HURDLE, B.G. (ed.): *The Nordic Seas*, Springer Verlag (New York): 103 - 127.

- JOHNSON, G.L. (1990): Morphology and plate tectonics: The modern Polar Oceans. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, NATO ASI Series C: Vol.308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht): 455 - 473.
- JONES, G. & KEIGWIN, L.D. (1988): Evidence from Fram Strait (78°N) for early deglaciation. - *Nature*, 336, 56 - 59.
- KELLEY, J.J. (1970): Carbon dioxide in the surface waters of the North Atlantic Ocean and the Barents and Kara Seas. - *Limnol. Oceanography*, 15, 80 - 88.
- KELLEY, J.J. & HOOD, D.W. (1971): Carbon dioxide in the surface waters of ice-covered Bering Sea. - *Nature*, 229, 37 - 39.
- KELLOGG, T.B. (1977): Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: The last 450.000 years. - *Marine Micropaleontology*, 2, 235 - 249.
- KELLOGG, T.B. (1980): Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland seas: glacial-interglacial contrasts. - *Boreas*, Vol.9, 115 - 137.
- KELLOGG, T.B., DUPLESSY, J.C. & SHACKLETON, N.J. (1978): Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores. - *Boreas*, 7, 61 - 73.
- KELLY, S.R.A. (1988): Jurassic through cretaceous stratigraphy of the Barents Shelf. - In: HARLAND, W.B. & DOWDESWELL, E.K. (eds.): Geological evolution of the Barents Shelf region, Graham & Trotman, (London): 109 - 130.
- KEMPEMA, E.W., REIMNITZ, E. & BARNES, P.W. (1989): Sea ice sediment entrainment and rafting in the Arctic. - *J. Sed. Petrol.*, 59, 308 - 317.
- KENNETT, J. (1966): Foraminiferal evidence of a shallow calcium carbonate solution boundary, Ross Sea, Antarctica. - *Science*, 153, 191 - 193.
- KENNETT, J. (1982): Marine Geology. - Prentice-Hall Int., Inc. (Englewood Cliffs), 813 pp.
- KENNETT, J. & SRINIVASAN, M.S. (1980): Surface ultrastructural variation in *Neoglobobulimina pachyderma* (Ehrenberg): Phenotypic variation and phylogeny in the Late Cenozoic. - In: SLITER, W.V. (ed.): Studies in marine micropaleontology: A memorial volume to Orville L. Bandy, Cushman Found. Foram. Res. Spec. Publ., 19.
- KING, L.H., ROKOENG, K. & GUNSLEIKSRUD, T. (1987): Quaternary seismostratigraphy of the Mid Norwegian Shelf, 65° - 67°30'N. - A till tongue stratigraphy. - *IKU Publ.* 114, 58 pp.
- KÖHLER, S. (in Vorb.): Paläo-Ozeanographie des Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres anhand der Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenverhältnisse an der planktischen Foraminifere *N.pachyderma*. - Dissertation an der Math. - Nat. Fak. der Univ. Kiel.

- KÖHLER, S. & SPIELHAGEN, R.F. (1990): The enigma of oxigene isotope stages 5 in Central Fram Strait. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): Geologic History of the Polar Ocean: Arctic versus Antarctic, NATO ASI Series C, Vol.308, Kluwer Academic Publ., (Dordrecht), 489 - 498.
- KOLTERMANN, K.P. (1987): Die Tiefenwasserzirkulation der Grönland-See als Folge des thermohalinen Systems des Europäischen Nordmeeres. - Dissertation an der Univ. Hamburg, 287 pp.
- KUBISCH, M. (1991): Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre. - Dissertation an der Math.- Nat. Fak. der Univ. Kiel, 127 pp.
- LARSEN, B.B., ELVERHØI, A. & AAGAARD, P. (1987): Study of particulate material in sea ice in the Fram Strait - a contribution to paleoclimatic research? - Polar Res., 5, 313 - 315.
- LAWVER, L.A., MÜLLER, R.D. SRIVASTAVA, S.P. & ROEST, W. (1990): The opening of the Arctic Ocean. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, NATO ASI Series C: Vol.308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht): 455 - 473.
- LEWIS, E.L. (1982): The Arctic Ocean: Water masses and energy exchanges. - In: REY, L. (ed.): The Arctic Ocean the hydrographic environment and the fate of pollutants, Macmillan Press LTD (London): 43 - 68.
- LUZ, B. & SHACKLETON, N.J. (1975): CaCO_3 solution in the tropical East Pacific during the past 130.000 years, dissolution of deep-sea carbonates. - Cushman Found. Foram. Spec. Publ., 13, 142 - 150.
- MACKO, S.A. & AKSU, A.E. (1986): Amino acid epimerization in planktonic foraminifera suggests slow sedimentation rates for Alpha Ridge region of Arctic Ocean. - Nature, 322, 730 - 732.
- MARKUSSEN, B. (1986): Late Quaternary sedimentation and paleoceanography in the eastern Arctic Ocean. - Ph.D. thesis, Univ. Oslo, 175 pp.
- MARKUSSEN, B., ZAHN, R. & THIEDE, J. (1985): Late Quaternary sedimentation in the Eastern Arctic Basin: Stratigraphy and depositional environment. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 50, 271 - 284.
- MARQUARD, R.S. & CLARK, D.L. (1987): Pleistocene paleoceanographic correlations: Northern Greenland Sea to Central Arctic Ocean. - Marine Micropaleontology, 12, 325 - 341.
- MIDTUN, L. (1985): Formation of dense bottom water in the Barents Sea. - Deep-Sea Res., Vol.32, No.10, 1233 - 1241.
- MIENERT, J., MAYER, L.A., JONES, G.A. & KING, J.W. (1990): Physical and acoustic properties of Arctic Ocean deep-sea sediments: Paleoclimatic implications. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, NATO ASI Series C, Vol.308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht): 455 - 473.

- MILLER, G.H., SEJRUP, H.P., LEHMANN, S.J. & FORMAN, S.L. (1989): Glacial history and marine environment change during the last glacial-interglacial cycle, western Spitsbergen, Svalbard. - *Boreas*, 18, 273 - 296.
- MOLNIA, B.F. (1972): Pleistocene ice rafting in the North Atlantic Ocean. - Ph.D. thesis, Columbia, Univ. South Carolina, 103 pp.
- MORRIS, T.H., CLARK, D.L. & BLASCO, S.M. (1985): Sediments of the Lomonosov Ridge and Makarov Basin: A Pleistocene stratigraphy for the North Pole. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96, 901 - 910.
- MORRIS, T.H. & CLARK, D.L. (1986): Pleistocene calcite lysocline and paleocurrents of the central Arctic Ocean and their paleoclimatic significance. - *Paleoceanography*, 1, 181 - 195.
- MÜLLER, P.J. (1977): C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 41, 765 - 776.
- MURRAY, J. & RENARD, A.T. (1891): Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. Challenger in the years 1872-1876. - *Rep. Sci. Res. Voy. H.M.S. Challenger*, 525 pp.
- NANSEN, F. (1897): Farthest North: Being the record of a voyage of exploration of the ship Fram 1893 - 1896. - Archibald Constable & Co., Westminster, 1, 510 S.; 2, 671 pp.
- NANSEN, F. (1902): Oceanography of the North Polar Basin. - The Norwegian North Polar Expedition, 1893 - 1896. *Scientific Results*, 3(9), 427 pp.
- NOWACZYK, N. (1990): Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete. - Dissertation am Fachber. Geowiss. der Univ. Bremen, 187 pp.
- NOWACZYK, N. & BAUMANN, M. (submitt.): Combined high-resolution magnetostratigraphy and nannofossil biostratigraphy for Late Quaternary Arctic Ocean sediments. - *Deep-Sea Res.*
- OSTERMAN, L.E. & QVALE, G. (1989): Benthic foraminifers from the Vøring Plateau (ODP Leg 104). - In: ELDHOLM, O., THIEDE, J. & TAYLOR, E. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 104, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 745 - 768.
- PFIRMAN, S. & SOLHEIM, A. (1989): Subglacial meltwater discharge in the open-marine tidewater glacier environment: Observations from Nord-austlandet, Svalbard archipelago. - *Marine Geol.*, 86, 265 - 281.
- PFIRMAN, S., GASCARD, J.-C., WOLLENBURG, I., MUDIE, P. & ABELMANN, A. (1989): Particle-laden Eurasian Arctic sea ice: Observations from July and August 1987. - *Polar Res.*, 7, 59 - 66.
- PFIRMAN, S., LANGE, M.A., WOLLENBURG, I. & SCHLOSSER, P. (1990): Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition: Arctic-Antarctic comparisons. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Series C, Vol.308, Kluwer Academic Publ. (Dordrecht): 187 - 211.

- QUADFASEL, D., RUDELS, B. & KURTZ, K. (1988): Outflow of dense water from a Svalbardfjord into the Fram Strait. - Deep-Sea Res., Vol.35, 1143 - 1150.
- RAMM, M. (1988): A stratigraphic study of late Quaternary sediments on the Vöring-Plateau, Eastern Norwegian Sea. - Marine Geol., 83, 159 - 191.
- RAMM, M. (1989): Late Quaternary carbonate sedimentation and paleoceanography in the eastern Norwegian Sea. - Boreas, 18, 255 - 272.
- REIMNITZ, E. & KEMPEMA, E.W. (1987): Field observations of slush ice generated during freeze-up in Arctic coastal waters. - Marine Geol., 77, 219 - 231.
- REIMNITZ, E., KEMPEMA, E.W. & BARNES, P.W. (1987): Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow Arctic seas. - J. Geophys. Res., 64, 2357 - 2367.
- REYNOLDS, L.A. & THUNNEL, R.C. (1986): Seasonal production and morphological variation of *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) in the northeast Pacific. - Micropaleontology, 32, 1 - 18.
- RUDDIMAN, W.F. & MCINTYRE, A. (1981): Oceanic mechanisms for amplification of the 23.000-year ice-volume cycle. - Science, 212, 617 - 627.
- RUDDIMAN, W.F., RAYMO, M. & MCINTYRE, A. (1986): Matuyama 41.000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. - Earth Planet. Sci. Lett., 80, 117 - 129.
- SAMTLEBEN, C. & BICKERT, T. (im Druck): Coccoliths in sediment traps from the Norwegian Sea. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.
- SARNTHEIN, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und dem Golf von Oman. II. Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraktion. - "Meteor" Forsch. Erg., Reihe C5, 1 - 113.
- SCHROEDER, C.J., SCOTT, D.B. & MEDIOLI, F.S. (1987): Can smaller benthic foraminifera be ignored in paleoenvironmental analysis? - J. Foram. Res., Vol.17, No.2, 101 - 105.
- SCHUHMACHER, J.D., AAGAARD, K., PEASE, C.H. & TRIPP, R.B. (1983): Effects of a shelf polynya on flow and water properties in the northern Bering Sea. - J. Geophys. Res., 88, 2723 - 2732.
- SCOTT, D.B., MUDIE, P.J., BAKI, V., MACKINNON, K.D. & COLE, F.E. (1989): Biostratigraphy and late Cenozoic paleoceanography of the Arctic Ocean: Foraminiferal, lithostratigraphic, and isotopic evidence. - Geol. Soc. Amer. Bull., Vol.101, 260 - 277.
- SMETHIE, W.M., OSTLUND, H.G. & LOOSLI, H.H. (1986): Ventilation of the deep Greenland and Norwegian Seas: Evidence from krypton-85, tritium, carbon-14 and argon-39. - Deep-Sea Res., 33, 675 - 703.
- SNÅRE, T. (1985): Sedimentkärnor (YMER-80) fran kontinentalsluttningen norr om Nordaustlandet-Svalbard. - Cand. Scient. thesis, Oslo Univ., 115 pp.

- SPIELHAGEN, R.F. (1990): Die Eisdrift in der Framstraße während der letzten 200.000 Jahre. - Dissertation an der Math. Nat. Fak. der Univ. Kiel, 127 pp.
- SPIELHAGEN, R.F., PFIRMAN, S. & THIEDE, J. (1988): Geoscientific report on the ARK IV/3 Expedition of the PFVS Polarstern summer 1987 to the Central Eastern Arctic Basin. - Reports Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Univ. Kiel, 24, 166 pp.
- SPINDLER, M. (1990): A comparison of Arctic and Antarctic sea ice and the effects of different properties on sea ice biota. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (eds.): Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic, NATO ASI Series C, Vol.308, Kluwer Academic Publ.(Dordrecht): 173 - 186.
- SPINDLER, M. & DIECKMANN, G.S. (1986): Distribution and abundance of the planktic foraminifer *Neoglobobulimina pachyderma* in sea ice of the Weddell Sea (Antarctica). - Polar Biol., 5: 185-191.
- SRIVASTAVA, S.P. (1985): Evolution of the Eurasian Basin and its implications to the motion of Greenland along Nares Strait. - Tectonophysics, 114, 29 - 53.
- STEINSUND, I., HALD, M. & POOLE, D.A. (subm.): Modern benthic foraminiferal distribution in the Barents Sea: Paleo-oceanographic application. - Norsk Geol. Tidsskr.
- SWEENEY, J.F. (1985): Comments about the age of the Canada Basin. - Tectonophysics, 114, 1 - 10.
- SWIFT, J.H. (1986): The Arctic waters. - In: HURDLE, B.G. (ed.): The Nordic Seas, Springer Verlag (New York): 129 - 153.
- SWIFT, J.H. & AAGAARD, K. (1981): Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland Seas. - Deep-Sea Res., 28, 1107 - 1129.
- SWIFT, J.H., TAKAHASHI, T. & LIVINGSTON, H.D. (1983): The contribution of the Greenland and Barents Seas to the deep water of the Arctic Ocean. - J. Geophys. Res., Vol.88, 5981 - 5986.
- SWIFT, J.H. & KOLTERMANN, K.P. (1988): The origin of Norwegian Sea deep water. - J. Geophys. Res., Vol.93, 3563 - 3569.
- THIEDE, J. & SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1988): Scientific Cruise Report ARK IV Expedition. - Ber. Polarforsch., 43, 237 pp.
- THIEDE, J., DIESEN, G.W., KNUDSEN, B.-E. & SNÅRE, T. (1986): Patterns of Cenozoic sedimentation in the Norwegian-Greenland Sea. - Marine Geol., 69, 323 - 352.
- THUNNEL, R.C. (1976): Calcium carbonate dissolution history in late Quaternary deep-sea sediments, western Gulf of Mexico. - Quat. Res., 6, 281 - 297.
- TISSOT, B.P. & WELTE, D.H. (1984): Petroleum Formation and Occurrence. - Springer Verlag, Berlin, 699 pp.

- VAN ANDEL, T.H., HEATH, G.R. & MOORE, T.C. (1975): Cenocoic history and paleoceanography of the central equatorial Pacific. - Mem. Geol. Soc. Am., 143, 134 pp.
- VINJE, T. (1985): Drift, composition, morphology and distribution of the sea ice fields in the Barents Sea. - Norsk Polarinst. Skr. 179C, 26pp.
- VOGELSANG, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. - Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, No.23, 136 pp.
- VOGT, P.R. (1986): Seafloor topography, sediments and paleoenvironment. - In: HURDLE, B.G. (ed.): The Nordic Seas, Springer Verlag (New York): 237 - 413.
- VOLAT, J.L., PASTOURET, L. & VERGNAUD-GRAZZINI, C. (1980): Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: A review. - Marine Geol., 34, 1 - 28.
- VORREN, T.O., HALD, M. & THOMSEN, E. (1984): Quaternary sediments and environments on the continental shelf of northern Norway. - Marine Geol., 57, 229 - 257.
- WALSH, J.E. & JOHNSON, C.M. (1979): An analysis of Arctic Sea ice fluctuations, 1953 - 77. - Phys. Oceanography, 9, 580 - 591.
- WEBER, J.R. (1989): Physiography and bathymetry of the Arctic Ocean seafloor. - In: HERMAN, Y. (ed.): The Arctic Seas, Van Nostrand Reinhold Company (New York): 797 - 828.
- WEINHOLZ, (1987): FOCOS - eine Methode zum Zählen von Microfossilien mit Hilfe eines PC. - Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel, Nr.6, 5 - 16.
- WOLLENBURG, I. (1991): Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Sedimentfracht. - Dissertation an der Math. Nat. Fak. der Univ. Kiel, 132 pp.
- WOLLENBURG, I., PFIRMAN, S., LANGE, M. & LARSEN, B. (subm.): Origin of surface sediments of arctic sea ice by observation and analysis of the recent particulate load. - Deep-Sea Res.
- ZAHN, R., MARKUSSEN, B. & THIEDE, J. (1985): Stable isotope data and depositional environments in the late Quaternary Arctic Ocean. - Nature, 314, 433 - 435.